

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

TESE

**Pedogênese e Alterações Geoquímicas em
Topolitossequências na Bacia do Ribeirão do
Cachimbal na Região do Médio Vale do Paraíba, RJ**

Adailde do Carmo Santos

2009



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

**PEDOGÊNESE E ALTERAÇÕES GEOQUÍMICAS EM
TOPOLITOSSEQUÊNCIAS NA BACIA DO RIBEIRÃO DO
CACHIMBAL NA REGIÃO DO MÉDIO VALE DO PARAÍBA, RJ**

ADAILDE DO CARMO SANTOS

Sob a Orientação do Professor
Marcos Gervasio Pereira

e Co-orientação da Professora
Lúcia Helena Cunha dos Anjos

e do Professor
Miguel Cooper

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

Seropédica, RJ
Fevereiro de 2009

631.498153

S237p

T

Santos, Adailde do Carmo, 1972-
Pedogênese e alterações geoquímicas em
topolitosseqüências na Bacia do Ribeirão do Cachimbal na
Região do Médio Vale do Paraíba, RJ / Adailde do Carmo
Santos – 2009.
246 f.: il.

Orientador: Marcos Gervasio Pereira.

Tese (doutorado) – Universidade Federal Rural do Rio de
Janeiro, Curso de Pós-Graduação em Agronomia.

Bibliografia: f. 172-190.

1. Mineralogia do solo – Paraíba do Sul, Rio, Bacia –
Teses. 2. Solos – Composição - Paraíba do Sul, Rio, Bacia –
Teses. 3. Rochas ígneas - Paraíba do Sul, Rio, Bacia – Teses.
I. Pereira, Marcos Gervasio, 1965- II. Universidade Federal
Rural do Rio de Janeiro. Curso de Pós-Graduação em
Agronomia. III. Título.

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

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

ADAILDE DO CARMO SANTOS

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

TESE APROVADA EM 27/02/2009

Marcos Gervasio Pereira. Dr. UFRRJ
(Orientador)

Alexis Rosa Nummer. Dr. UFRRJ

Júlio César Paisani. Dr. UNIOESTE- Francisco Beltrão

Humberto Gonçalves dos Santos. Dr. Embrapa Solos

Paulo Gabriel Soledade Nacif. Dr. UFRB

Dedico a minha Marieta (*in memoriam*),
principal responsável pelas minhas conquistas e vitórias.

AGRADECIMENTOS

Ao meu eterno e único Deus por ter me dado forças para levar esta trajetória

A Simone, Maria, Val, Jorge, Leo, pelo apoio incondicional durante todos os anos de minha caminhada. Minha família minha grande riqueza.

Ao meu amor Paulo, pelos tantos momentos difíceis nos quais sempre esteve presente e apesar de todos os contratempos e a distância, permaneceu firme até o fim. Meu incentivo a todas as conquistas. Obrigado meu querido.

Ao meu Orientador Dr. Marcos Gervasio Pereira pelos ensinamentos, amizade, incentivo, paciência e dedicação. Pela contribuição da superação das minhas falhas e deficiências. Pelo grande incentivo e persistência na oportunidade da bolsa sanduíche, que me proporcionou uma experiência única.

A minha Co-orientadora Dr^a. Lúcia Helena dos Anjos pelos ensinamentos, amizade, incentivo, paciência e dedicação. Pela contribuição valiosa no meu aprendizado.

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

A CAPES pela bolsa de estudos concedida e pela bolsa sanduíche;

Ao Dr. Miguel Cooper pela co-orientação, contribuição na micromorfologia e pelo bom recebimento a mim dispensado, durante o treinamento na ESALQ.

Ao Dr. Carlos Dorrnsoro pela orientação, sempre com boa vontade e paciência para transmitir os conhecimentos em micromorfologia. Agradeço pela grande contribuição dada ao trabalho.

Ao Dr. Francisco Peinado por toda ajuda, pelo incentivo, amizade, acolhimento e contribuições ao trabalho.

Ao Dr. José Aguila, Dra Emilia, Dr. Juan, Dr. Antonio Roca, Dr. Javier, Ana, Olga, Manolo, Manole, Yolanda, pelas contribuições no trabalho, caloroso acolhimento e presteza;

Ao Dr. Marcio Francelino e Dr. Alexis pelas sugestões e boa vontade de sempre contribuir com este trabalho.

A Dr^a. Maria Hildes Goes pela concessão dos mapas da cidade de Pinheiral.

Ao Thiago Bernini, sempre disposto, que me ajudou do início ao fim, nas análises, nas palavras de incentivo. Muito obrigada, pelo bom convívio e pelas conversas descontraídas no laboratório.

Aos colegas Arcângelo, Ademir, Nivaldo e Wanderson, por toda ajuda e contribuição na realização dos trabalhos, aos quais sempre recorria nos momentos de dúvidas durante as análises. Obrigada pelo convívio leve e agradável no laboratório.

Aos colegas do laboratório, obrigada pelo tranquilo convívio. Aos meninos Júlio, Luciano, José Mário, Wanderson e Guilherme pela valiosa ajuda nos trabalhos em campo.

Ao amigo Carlos Eduardo, Adriana e suas filhas pelo acolhimento e bom tratamento;

Ao amigo Wanderson pela ajuda e a sua família pela concessão da área de estudo;

Ao Anselmo pela grande ajuda nas análises.

Ao Orlando pelas agradáveis aulas de espanhol e pelo incentivo.

Aos funcionários da Pós Luciane, Marquinho, Cris, Roberto, Moraes pelo pronto atendimento e bom tratamento.

Ao Marquinhos pelas horas agradáveis de almoço, pela cordialidade, sempre nos passando serenidade nos momentos mais conturbados.

Aos meus tios Sonia e Natal, que me receberam com uma filha. Muito Obrigada

Ao amigo Dr. José Fernandes, que com seus conselhos incentivou-me a trilhar esse caminho. Que desde a graduação me serviu como exemplo de profissional a ser seguido.

Aos amigos Fabiana, Ednaldo, Carol, André, Nídia, Esmeralda e Veridiana pela amizade, ajuda, carinhos, pelas palavras de conforto e bons momentos. Essa foi à melhor parte, conhecê-los.

A amiga Carol pelo ombro amigo e pelas longas conversas, que muitas vezes fizeram esquecer os momentos de tempestade e a saudade de casa. Obrigada amiga.

Ao anjo de guarda que sempre esteve presente, desde o início, em todos os momentos bons e ruins. Agradeço de todo meu coração pelo cuidado, proteção, amparo, carinho, acolhimento e amizade. Muito obrigada minha amiga Fabiana.

Aos membros da banca Dr. Alexis Rosa Nummer, Dr. Júlio César Paisani, Dr. Humberto Gonçalves dos Santos e Dr. Paulo Gabriel Soledade Nacif pelas sugestões e correções, tão necessárias.

A Jana, que mesmo sendo tão jovem foi meu apoio quando estava tão longe de casa. Obrigada a Marta, Gary, Rita, Moza e Steve pela amizade, carinho, acolhimento e pelos meses tão agradáveis.

A todos que por um eventual motivo tenha esquecido mencionar. A todos que colaboraram para este trabalho.

MUITO OBRIGADA

BIOGRAFIA

Adailde do Carmo Santos nasceu a 23 de dezembro de 1972, na cidade de Salvador, no Estado da Bahia. Em 1991 foi diplomada Técnica em Processamento de Dados, pela Escola Técnica Eletro-Mecânica da Bahia. Graduou-se em Engenharia Agrônômica na Escola de Agronomia da Universidade Federal da Bahia em 1998, na cidade de Cruz das Almas-Ba, e ingressou no curso de Pós-graduação em Ciências Agrárias em 2001, obtendo o grau de Mestre em Ciências Agrárias, Área de Concentração Uso, Manejo e Conservação dos Recursos Naturais Água e Solo, em março de 2003. Foi professora substituta na Escola Agrotécnica Federal da Santa Inês no município de Santa Inês-Ba no período de março de 2003 a fevereiro de 2005. Em março de 2005 ingressou no curso de doutorado no programa de Pós-graduação em Agronomia – Ciência do Solo da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. No período de janeiro a setembro de 2008, realizou estágio sanduíche, na Facultad de Ciencias da Universidad de Granada, na cidade de Granada, Espanha.

RESUMO

SANTOS, Adailde do Carmo. **Pedogênese e alterações geoquímicas em topolitossequências na Bacia do Ribeirão do Cachimbal na Região do Médio Vale do Paraíba, RJ.** 2009. 241f. Tese (Doutorado em Agronomia, Ciência do Solo). Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Seropédica, RJ, 2009.

O estudo foi realizado no município de Pinheiral, sudoeste do Estado do Rio de Janeiro, na microbacia do Ribeirão do Cachimbal. O objetivo geral foi estudar a gênese dos solos de três topolitossequências e sua classificação. Foram selecionadas três sequências, sendo duas originadas de rochas básicas (T1- basalto e T3- gabro) e uma de natureza ácida (T2- muscovita-biotita gnaisse). Em cada uma foram abertas trincheiras nas posições de topo (P1); terço superior (P2); terço médio (P3); terço inferior (P4) da encosta e plano de várzea (P5), em T3 este último ponto não foi amostrado. Os perfis foram descritos, amostrados e caracterizadas as propriedades físicas, químicas, mineralógicas e a micromorfologia. A pedoforma foi avaliada através de geoprocessamento de fotografias aéreas e imagem de satélite. Os resultados permitiram relacionar o grau de evolução dos solos com o material de origem e a posição no relevo. Na sequência T1 foram observados NITOSSOLOS HÁPLICOS no topo e terço inferior da vertente, LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS nos terço superior e médio e GLEISSOLO HÁPLICO na várzea. Todos os solos de T1, com exceção do GLEISSOLO apresentaram elevado grau de maturidade pedogenética e alteração geoquímica avançada, refletidos por atributos tais como: cor avermelhada do solo, estrutura em blocos, pH ácido, valor S variando de 1 a 9 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, CTC de 4 a 17 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ e teores de sílica < 50%, domínio de quartzo na fração areia e minerais de argila 1:1. Na sequência T2 encontrou-se CAMBISSOLO HÁPLICO no topo e terço médio da vertente, ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO no terço superior, ARGISSOLO AMARELO no terço inferior e GLEISSOLO HÁPLICO na várzea, e os atributos dos solos expressam menor maturidade pedogenética e grau de alteração, em relação a sequência T1, tais como a presença de feldspatos e micas na fração areia, também visualizados na micromorfologia; assim como, elevados valores de k_i e baixos valores de superfície específica, indicativos de solos poucos intemperizados. Os solos da sequência T3 têm o menor grau de intemperismo, indicado pela presença de piroxênios e feldspatos na fração areia e de montmorilonita. Os solos foram classificados como NEOSSOLO REGOLÍTICO, no topo de vertente e CHERNOSSOLO ARGILÚVICO no terço superior, médio e inferior. Os solos da T3 têm cores brunadas, estrutura em blocos e prismática, pH ligeiramente alcalino, valor S de 15 a 24 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, CTC de 12 a 22 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ e teores de sílica < 60%. Também nesta sequência a cerosidade foi expressiva, com feições como argilãs, ferri-argilãs e nódulos em grande frequência na micromorfologia. O processo pedogenético na maioria dos solos é caracterizado por atributos que sugerem caráter transicional. Solos em T1 têm características nitossólicas e latossólicas, ou seja pedogênese no sentido Nitossolos-Latossolos; já a sequência T2 mescla características cambissólicas e argissólicas, com processo evolutivo de Cambissolos para Argissolos. A T3, de solos mais jovens, não mostra essas características. Essas indicações resultam principalmente da micromorfologia e mineralogia e os perfis foram todos classificados no quarto nível (sub-grupo) como típicos, o que mostra a fragilidade do uso quase que exclusivo de atributos macromorfológicos, físicos e químicos para definir os quatro níveis categóricos no SiBCS.

Palavras-chave: Rocha ígnea. Micromorfologia. Mineralogia de solo. Taxonomia de solo.

ABSTRACT

SANTOS, Adailde do Carmo Santos. **Pedogenesis and geochemical alterations of topolithosequences in the Ribeirão do Cachimbal Basin in the Middle Paraíba Valley region, RJ.** 2009. 241p. Thesis (Doctor Science in Agronomy, Soil Science) Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2009.

This study was conducted in the municipality of Pinheiral, southwest of Rio de Janeiro State, in the Ribeirão do Cachimbal basin. The general objective was to study pedogenesis in three topolithosequence and soil classification. There were selected three sequences, two originated from basic rock (basalt-T1 and gabro-T3), and one from gneiss-granite type (muscovite-biotite gneiss-T2). In each sequence trenches were dug in the upperslope (P1), shoulder (P2), backslope (P3), footslope (T4), and floodplain (P5) positions, this last was not sample in T3. The profiles were described, sampled, and characterized fro the physical, chemical, mineralogical and micromorphological properties. Landform was evaluated by geoprocessing of aerial photographs and satellite image. The results allowed relating degree of soil development with parent material and landscaping position. In the T1 sequence the soil were classified according to Soil Taxonomy as Typic Hapludult in the upperslope, Typic Hapludox in shoulder and backslope, Typic Hapludalf in footslope, and Typic Endoaquent at the floodplain. All the soils of sequence T1, with the exception of the Entisol (P5), showed a high pedogenesis development and geochemical alteration, indicated by attributes such as: reddish soil matrix, blocky structure, acid pH, sum of bases ranging from 1 to 9 cmolc kg⁻¹, CEC from 4 to 17 cmolc kg⁻¹, silica content of less than <50%, mainly quartz in the sand fraction, and clay minerals of 1:1 type. At the T2 sequence the soils were Oxic Dystrudept in upperslope, Typic Hapludult in shoulder and backslope, Ultic Hapludalf in footslope, and Typic Endoaquent at flood plain. The soil attributes indicated less pedogenesis development and degree of alteration than in T1 sequence, such as the presence of feldspar and mica in sand fraction, confirmed by the micromorphology, as well as high ki value and low specific surface, which are indicative of less weathered soils. The soils of T3 sequence showed the lowest degree of weathering, confirmed by presence of pyroxenes and feldspars in the sand fraction, and montorillonite in the clay fraction. The soils were classified as Typic Udorthents at upperslope, and the other positions as Typic Argiudolls. The soils on T3 showed brown colors, blocky and prismatic structure, slightly alkaline pH, sum of bases from 15 to 24 cmolc kg⁻¹, CEC from 12 to 22 cmolc kg⁻¹, and silica content lower than 60%. Also in this sequence it was observed expressive presence of clay skins, with features such as argillans, ferriargillans, and nodules frequent in the micromorphology. The pedogenesis of most studied soils is characterized by attributes that indicate an intermediate character. Soil in T1 have oxic and argillic characteristics, which means genesis intermediate between Ultisols and Oxisols. The soils in T2 mix characteristics of Inceptisols and Ultisols or Alfisols. T3, which has younger soils, did not show this intermediate nature of the soils. These assumptions were mainly resulting from micromorphological and mineralogical analysis, though in the Brazilian system the profiles were all classified as typic in the fourth level. This show how fragile is the usage almost exclusive of morphological (macro), physical and chemical data to define the four upper taxonomic levels in the Brazilian soil classification system.

Key words: Igneous rock. Micromorphology. Soil mineralogy. Soil taxonomy.

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Normais climatológicas do município de Pirai (RJ).....	26
Tabela 2. Classificação dos solos e as pedofomas das topossequências estudadas no município de Pinheiral, no Estado do Rio de Janeiro.	43
Tabela 3. Atributos morfológicos dos solos da topossequência T1.	46
Tabela 4. Atributos morfológicos dos solos da topossequência T2.	47
Tabela 5. Atributos morfológicos dos solos da topossequência T3.	49
Tabela 6. Atributos físicos dos solos da topossequência T1.	51
Tabela 7. Atributos físicos dos solos da topossequência T2.	55
Tabela 8. Atributos físicos dos solos da topossequência T3.	60
Tabela 9. Atributos químicos dos solos da topossequência T1.	64
Tabela 10. Atributos químicos dos solos da topossequência T2.	66
Tabela 11. Atributos químicos dos solos da topossequência T3.	67
Tabela 12. Teores de elementos resultantes do raio X por fluorescência e relações moleculares k_i e k_r dos solos da topossequência T1.	70
Tabela 13. Teores de elementos resultantes do raio X por fluorescência e relações moleculares k_i e k_r dos solos da topossequência T2.	71
Tabela 14. Teores de elementos resultantes do raio X por fluorescência e relações moleculares k_i e k_r dos solos da topossequência T3.	73
Tabela 15. Teores de elementos resultantes do ataque sulfúrico e relações moleculares k_i e k_r de horizontes selecionados dos solos das topossequências estudadas.	74
Tabela 16. Teores de ferro pelo método de raio X por fluorescência (Fef), ditionito citrato bicarbonato (Fed), oxalato ácido de amônio (Feo) e argila em solos da topossequência T1.	76
Tabela 17. Teores de ferro pelo método de raio X por fluorescência (Fef), ditionito citrato bicarbonato (Fed), oxalato ácido de amônio (Feo) e argila em solos da topossequência T2.	78
Tabela 18. Teores de ferro pelo método de raio X por fluorescência (Fef), ditionito citrato bicarbonato (Fed), oxalato ácido de amônio (Feo) e argila em solos da topossequência T3.	79
Tabela 19. Valores de superfície específica de horizontes selecionados dos solos das topossequências estudadas.	81
Tabela 20. Distribuição do carbono orgânico, propriedades químicas e teor de argila dos horizontes superficiais das topossequências estudadas.	83
Tabela 21. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topossequência T1.	121
Tabela 22. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topossequência T2.	131
Tabela 23. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topossequência T3.	139

Tabela 24. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura-MEV dos minerais na rocha T3.....	146
Tabela 25. Teores de elementos químicos resultantes da análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV dos piroxênios presentes no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) em distintos graus de alteração.....	152
Tabela 26. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV dos minerais e feições pedológicas observadas no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1).	153
Tabela 27. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV dos óxidos litogênicos no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1).	156
Tabela 28. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV no nódulo de ferro presente no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1).	159
Tabela 29. Teores de elementos químicos resultantes da análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV em nódulo de ferro no horizonte B12 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2).	162
Tabela 30. Classificação utilizando as características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos solos das sequências estudadas, de acordo ao SiBCS, Taxonomy e WRB.	168

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo no Estado do Rio de Janeiro.....	25
Figura 2. Mapa Litoestrutura do município de Pinheiral-RJ.....	27
Figura 3. Mapa de uso do solo do município de Pinheiral-RJ.....	28
Figura 4. Cobertura vegetal verificada nas toplotossequências estudadas: T1- pastagem implantada e manejada; T2 - pastagem mista não manejada (pasto sujo e capoeira); T3 - pastagem implantada e manejada.	29
Figura 5. Vista geral da toplotossequência T1, no município de Pinheiral (RJ).....	29
Figura 6. Vista geral da toplotossequência T2, no município de Pinheiral (RJ).....	30
Figura 7. Vista geral da toplotossequência T3, no município de Pinheiral (RJ).....	30
Figura 8. Mapa de elevação digital com raio de 20 m em torno da área estudada.....	36
Figura 9. Perfil altimétrico da toplotossequência T1, abrangendo as pedoformas plana, convexa, retilínea e côncava, segundo a classificação de Troeh (1965).....	37
Figura 10. Perfil altimétrico da toplotossequência T2, abrangendo as pedoformas plana, convexa, retilínea e côncava, segundo a classificação de Troeh (1965).....	38
Figura 11. Perfil altimétrico da toplotossequência T3, abrangendo as pedoformas plana e convexa, segundo a classificação de Troeh (1965).....	39
Figura 12. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis T1P1 (a) e T1P2 (b) da toplotossequência T1.	52
Figura 13. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis T1P3 (a) e T1P4 (b) da toplotossequência T1.	53
Figura 14. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade do perfil T1P5 da toplotossequência T1.	54
Figura 15. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis T2P1 (a) e T2P2 (b) da toplotossequência T2.	56
Figura 16. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis T2P3 (a) e T2P4 (b) da toplotossequência T2.	57
Figura 17. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade do perfil T2P5 da toplotossequência T2.	58
Figura 18. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis T3P1 (a) e T3P2 (b) da toplotossequência T3.	61
Figura 19. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis T3P3 (a) e T3P4 (b) da toplotossequência T3.	62
Figura 20. Difratoograma de raio X da fração areia do NITOSSO HÁPLICO (T1P1) da toplotossequência T1.	86
Figura 21. Difratoograma de raio X da fração areia do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2) da toplotossequência T1.	86
Figura 22. Difratoograma de raio X da fração areia do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3) da toplotossequência T1.	87

Figura 23. Difratoograma de raio X da fração argila do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) da topolitossequência T1.	87
Figura 24. Difratoograma de raio X da fração areia do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da topolitossequência T1.	88
Figura 25. Difratoograma de raio X da fração areia do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1) da topolitossequência T2.	88
Figura 26. Difratoograma de raio X da fração areia do ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (T2P2) da topolitossequência T2.	89
Figura 27. Difratoograma de raio X da fração areia do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3) da topolitossequência T2.	89
Figura 28. Difratoograma de raio X da fração areia do ARGISSOLO AMARELO (T2P4) da topolitossequência T2.	90
Figura 29. Difratoograma de raio X da fração areia do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da topolitossequência T2.	90
Figura 30. Difratoograma de raio X da fração areia do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da topolitossequência T3.	91
Figura 31. Difratoograma de raio X da fração areia do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da topolitossequência T3.	91
Figura 32. Difratoograma de raio X da fração areia do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da topolitossequência T3.	92
Figura 33. Difratoograma de raio X da fração areia do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da topolitossequência T3.	92
Figura 34. Difratoograma de raio X da fração argila do NITOSSO HÁPLICO (T1P1) da topolitossequência T1.	96
Figura 35. Difratoograma de raio X da fração argila do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2) da topolitossequência T1.	96
Figura 36. Difratoograma de raio X da fração argila do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3) da topolitossequência T1.	97
Figura 37. Difratoograma de raio X da fração argila do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) da topolitossequência T1.	97
Figura 38. Difratoograma de raio X da fração argila do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da topolitossequência T1.	98
Figura 39. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Cg3 do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da topolitossequência T1 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.	98
Figura 40. Difratoograma de raio X da fração argila do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1) da topolitossequência T2.	99
Figura 41. Difratoograma de raio X da fração argila do ARGISSOLO VERMELHO (T2P2) da topolitossequência T2.	99
Figura 42. Difratoograma de raio X da fração argila do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3) da topolitossequência T2.	100

Figura 43. Difratoograma de raio X da fração argila do ARGISSOLO AMARELO (T2P4) da topolitossequência T2.	100
Figura 44. Difratoograma de raio X da fração argila do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da topolitossequência T2.	101
Figura 45. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte AC do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da topolitossequência T2 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.	101
Figura 46. Difratoograma de raio X da fração argila do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da topolitossequência T3.	104
Figura 47. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Cr2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da topolitossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.	104
Figura 48. Difratoograma de raio X da fração argila do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da topolitossequência T3.	105
Figura 49. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Cr do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da topolitossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.	105
Figura 50. Difratoograma de raio X da fração argila do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da topolitossequência T3.	106
Figura 51. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Bt do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da topolitossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.	106
Figura 52. Difratoograma de raio X da fração argila do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da topolitossequência T3.	107
Figura 53. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte BC do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da topolitossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.	107
Figura 54. Difratoograma de raio X da fração óxido do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1) topolitossequência T1.	110
Figura 55. Difratoograma de raio X da fração óxido do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2) da topolitossequência T1.	110
Figura 56. Difratoograma de raio X da fração óxido do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3) da topolitossequência T1.	111
Figura 57. Difratoograma de raio X da fração óxido do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) da topolitossequência T1.	111
Figura 58. Difratoograma de raio X da fração óxido do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da topolitossequência T1.	112
Figura 59. Difratoograma de raio X da fração óxido do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1) da topolitossequência T2.	112
Figura 60. Difratoograma de raio X da fração óxido do ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (T2P2) da topolitossequência T2.	113

Figura 61. Difratoograma de raio X da fração óxido do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3) da toplotossequência T2.	113
Figura 62. Difratoograma de raio X da fração óxido do ARGISSOLO AMARELO (T2P4) toplotossequência T2.	114
Figura 63. Difratoograma de raio X da fração óxido do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da toplotossequência T2.	114
Figura 64. Difratoograma de raio X da fração óxido do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da toplotossequência T3.	115
Figura 65. Difratoograma de raio X da fração óxido do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da toplotossequência T3.	115
Figura 66. Difratoograma de raio X da fração óxido do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da toplotossequência T3.	116
Figura 67. Difratoograma de raio X da fração óxido do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da toplotossequência T3.	116
Figura 68. Difratoograma de raio X das rochas basalto (T1) e gabro (T3).	118
Figura 69. Fotomicrografias do horizonte Bt2 do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1); a) fundo matricial com trama porfírica aberta sob luz XPL; b) fundo matricial sob luz PPL; c) área do fundo matricial com maior intensidade de argilãs de iluviação sob luz XPL, com detalhe sob luz PPL.	125
Figura 70. Fotomicrografias do horizonte Bt2 do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1) demonstrando os óxidos de ferro ilmenita e magnetita, sob luz PPL e luz refletida; a) ilmenita se alterando à leucoxeno; b) ilmenita sob luz refletida; c) detalhe da alteração da magnetita para hematita; d) detalhe da alteração da magnetita sob luz refletida.	126
Figura 71. Fotomicrografias dos horizontes Bw1 e Bw2 do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2); a) fundo matricial do horizonte Bw1, com detalhe sob luz XPL; b) revestimento e preenchimento de argila iluvial no espaço poroso do horizonte Bw2, com detalhe sob luz PPL.	127
Figura 72. Fotomicrografias do horizonte Bw1 do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3); a) fundo matricial com microestrutura, predominante, de blocos angulares com presença de granular e porosidade plana e cavitária; b) argila iluvial revestindo o espaço poroso do horizonte BA, com detalhe sob luz XPL.	128
Figura 73. Fotomicrografias (XPL e PPL) dos horizontes BA e Bt3 do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial do horizonte BA com trama porfírica de espaçamento duplo; b) fundo matricial do horizonte Bt3 com trama porfirina de espaçamento duplo; c) argila iluvial observada no Bt3 sob luz PPL; d) componente do esqueleto do solo (feldspato potássico) mergulhado no plasma de coloração amarelada; e) nódulo de ferro.	129
Figura 74. Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bi1 do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial recoberto por mica, principalmente, muscovita, com trama porfírica fechada; b) aumento do fundo matricial, com mica e feldspatos potássicos aprisionados no plasma; c) plagioclásio cálcio-sódico com áreas de alteração; d) plagioclásio com estágio avançado de alteração.	134
Figura 75. Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bi1 do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial composto por mica incorporada ao plasma,	

- com presença de grãos de quartzo e feldspatos potássicos; b) preenchimento denso de argila iluvial com orientação moderada; c) preenchimento iluvial fragmentado (pápulas) com forte orientação. 135
- Figura 76.** Fotomicrografias (XPL) dos horizontes BA, Bt1 e Bt2 do ARGISSOLO AMARELO (T2P4), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial do horizonte BA com trama porfírica de espaçamento simples; b) fundo matricial do horizonte Bt1 com trama porfírica de espaçamento simples; c) fundo matricial do horizonte Bt2, com trama porfírica fechada; d) fábrica birrefringente do horizonte Bt2; e) poros do tipo cavidade presente no horizonte Bt2. 136
- Figura 77.** Fotomicrografias do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial do horizonte A2 com trama porfírica aberta, sob luz XPL; b) fragmento grosso formado por minerais primários sob luz XPL; c) fragmento grosso com argila iluvial preservada sob luz PPL. 141
- Figura 78.** Fotomicrografias (XPL) dos horizontes Bt, Bi1 e Bi2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2); a) fundo matricial do horizonte Bt com trama porfírica de espaçamento duplo; b) fundo matricial do horizonte Bi1 com trama porfírica de espaçamento duplo; c) fundo matricial do horizonte Bi2 com trama porfírica de espaçamento simples..... 142
- Figura 79.** Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bi2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) com detalhe sob luz PPL; a) agregado formado por minerais primários; b) detalhe das fases distintas de iluviação; c) detalhe de um nódulo de ferro com formação de hematita e goethita. 143
- Figura 80.** Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bt1 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4); a) plagioclásio cálcico mergulhado no fundo matricial; b) feldspatos potássico observado no fundo matricial; c) fundo matricial com trama porfírica de espaçamento simples; d) nódulo de ferro revestindo o mineral de calcedônia; e) argilã iluvial fragmentado e deformado (pápulas). 144
- Figura 81.** Fotomicrografias das rochas básicas estudadas sob luz XPL; a) rocha basalto (T1) com minerais de pequena granulação; b) rocha gabro (T3) com minerais de maior granulação..... 147
- Figura 82.** Fotomicrografias da rocha T3; (a) sob luz XPL; (b) pontos analisados em Microscopia de Eletrônica de Varredura- MEV, sob luz PPL..... 148
- Figura 83.** Fotomicrografias sob luz XPL e PPL das fases de alteração do mineral olivina da rocha T3; a) olivina com baixo grau de alteração; b) mineral com percentual elevado de área alterada; c) olivina alterada em sapronita (marrom escuro); d) alteração da sapronita em clorita (verde pardo); e) mineral clorita como fase final da alteração da olivina. 149
- Figura 84.** Fotomicrografias sob luz XPL do piroxênio da rocha T3 e do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1); a) piroxênio conservado na rocha; b) piroxênio no solo com baixo grau de alteração; c) piroxênio no solo com parte dissolvida e preenchida pelo ferro liberado dessa dissolução; d) grande parte do mineral dissolvido e com grande concentração de ferro. 151
- Figura 85.** Fotomicrografias sob luz XPL e PPL na rocha T3 e no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1); a) plagioclásio na rocha; b) plagioclásio no solo em fase de alteração; c) plagioclásio no solo transformado em caulinita; d) detalhe da transformação..... 154

- Figura 86.** Fotomicrografias do fragmento grosso do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) formado principalmente por plagioclásio cálcico; a) iluviação preservada, sob luz XPL e detalhe sob luz PPL; b) fases distintas de argila iluvial preservada, sob luz PPL; c) plagioclásio com alteração avançada, com detalhe sob luz XPL..... 155
- Figura 87.** Fotomicrografias observadas no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO-T3P1; a) Minerais de ilmenita e magnetita sob luz refletida PPL e XPL; b) Processo de alteração dos minerais de ilmenita e magnetita sob luz refletida inclinada..... 157
- Figura 88.** Fotomicrografias do horizonte Bi2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO- T3P2 demonstrando a alteração da ilmenita em leucoxeno e a formação de nódulo com ferro (hematita) proveniente da alteração do piroxênio; a) sob luz XPL; b) sob luz PPL; c) sob luz refletida inclinada..... 158
- Figura 89.** Fotomicrografias do horizonte Bi do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) sob luz XPL; a) nódulo de ferro; b) detalhe do nódulo de ferro revestindo o grão de quartzo; c) mineral impregnado pelo ferro liberado da alteração dos minerais; d) magnetita envolvida pelo nódulo de ferro, apresentando área de dissolução..... 160
- Figura 90.** Fotomicrografia sob luz XPL do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) com nódulo revestindo o mineral calcedônia e detalhe sob luz PPL. 161
- Figura 91.** Fotomicrografias do horizonte Bi2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2); a) iluviação conjunta da argila com ferro, sob luz XPL; b) detalhe da imagem por elétrons retroespalhados. 163
- Figura 92.** Fotomicrografias de fragmento de argila iluvial (pápulas) observado no horizonte Bi2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) com formação de calcedônia e iluviação de ferro posterior a iluvial de argila; a) imagem sob luz PPL; b) imagem sob luz XPL; c) imagem sob luz refletida inclinada; d) detalhe do fragmento de argila iluvial sob luz PPL. 164

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	REVISÃO DE LITERATURA	2
2.1	Fatores de Formação do Solo	2
2.1.1	Material de origem.....	3
2.1.2	Relevo.....	6
2.1.3	Clima	9
2.2	Processos de Formação do Solo	10
2.2.1	Argissolo.....	11
2.2.2	Cambissolo	12
2.2.3	Chernossolo	12
2.2.4	Gleissolo	13
2.2.5	Latossolo.....	13
2.2.6	Neossolo	14
2.2.7	Nitossolo.....	14
2.3	O Atributo Cerosidade na Classificação de Solos	15
2.3.1	O termo cerosidade.....	15
2.3.2	A cerosidade e a definição de classes de solos.....	17
2.3.3	O atributo cerosidade no SiBCS.....	19
2.4	Alterações Geoquímicas e Pedogênese	21
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	24
3.1	Localização e Caracterização do Meio Físico	24
3.1.1	Clima da região.....	26
3.1.2	Geologia e relevo.....	26
3.1.3	Classes de solos	27
3.1.4	Vegetação e uso atual	28
3.2	Escolhas das Topolitossequências	29
3.3	Cartografia e Análises de Imagens	30
3.4	Métodos Analíticos.....	31
3.4.1	Análises para caracterização dos perfis de solo.....	31
3.4.2	Caracterização dos compostos químicos e óxidos.....	32
3.4.3	Superfície específica.....	32
3.4.4	Fracionamento da matéria orgânica.....	32
3.4.5	Fluorescência de raio X	33
3.4.6	Análises mineralógicas	33
3.4.7	Análises micromorfológicas do solo	34
3.4.8	Confecção e descrição das lâminas do material de origem	35
3.4.9	Microscopia eletrônica de varredura	35
3.5	Classificação dos Solos	35
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	36
4.1	Geofoma e Classes de Solos	36
4.1.1	Geofomas	36
4.1.2	Classificação dos solos no SiBCS	39
4.2	Atributos Morfológicos	44
4.3	Atributos Físicos.....	49
4.4	Atributos Químicos e Complexos de Meteorização.....	63

4.4.1	Complexo sortivo	63
4.4.2	Elementos totais por fluorescência de raio X	67
4.4.3	Elementos totais por ataque sulfúrico.....	73
4.5	Formas Extraíveis de Ferro (Fef, Fed e Feo).....	75
4.6	Superfície Específica	80
4.7	Fracionamento Químico da Materia Orgânica	81
4.8	Mineralogia do Solo	84
4.8.1	Mineralogia da fração areia	84
4.8.2	Mineralogia da fração argila.....	93
4.8.3	Mineralogia da fração óxidos	108
4.8.4	Mineralogia da rocha	117
4.9	Micromorfologia dos Solos	119
4.10	Sequência de Alterações das Rochas Básicas e Pedogênese.....	145
4.11	Taxonomia dos Solos no SiBCS, Soil Taxonomy e WRB.....	165
5	CONCLUSÕES	169
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	172
7	ANEXOS	191

1 INTRODUÇÃO

O trabalho foi desenvolvido no município de Pinheiral, no sudoeste do Estado do Rio de Janeiro, inserido no ambiente “Mar de Morros”, na região do médio Vale do Paraíba do Sul. A grande variabilidade e o incipiente número estudos contemplando os solos do município, gera uma carência de informações com relação aos aspectos ligados a gênese destes solos, assim como de seus atributos. Esses solos ocorrem em parte significativa da região sudeste, por esta razão a região da microbacia do Ribeirão do Cachimbal apresenta-se como uma área propícia para o entendimento da gênese dos solos. Os solos de Pinheiral apresentam problemas frequentes com a erosão, em função de sua localização em relevo movimentado, associado às condições climáticas tropicais, que favorecem chuvas constantes, e ao histórico de exploração intensa durante o ciclo da cultura do café e mais recentemente a pecuária. Diante de tal problemática, o conhecimento da gênese destes solos é fundamental, pois possibilita a geração de estratégias para o uso sustentável do recurso natural solo.

Em pesquisas anteriores no município, Nummer (1996) constatou a presença de rochas gnáissicas e intrusões de rochas básicas, proporcionando embasamento para o estudo da gênese destes solos, não só em função das variações de relevo, mas também, das variações do material de origem.

Diante da hipótese de que o material de origem e as diferentes posições no relevo podem interferir na direção e na intensidade da gênese dos solos, com reflexos nas suas características morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas, foram selecionadas três topolitossequências, que pudessem refletir a ação destes dois fatores de formação do solo.

Com o intuito de contribuir para o avanço dos conhecimentos da dinâmica dos solos do ambiente “Mar de Morros”, este trabalho teve como objetivo principal a caracterização dos processos responsáveis pela gênese dos solos de três topolitossequências, derivada de rochas distintas, nas diferenciadas posições de relevo (topo, terço superior, terço médio, terço inferior e plano de várzea), com intuito de fornecer contribuições para a construção dos novos níveis categóricos do Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (SiBCS), assim como, subsídios para decisões quanto ao uso sustentável destes solos no ambiente “Mar de Morros”.

Além do objetivo principal, buscou-se, ainda:

- a) estudar a dinâmica de alteração das rochas até a pedogênese, através da caracterização geoquímica da rocha gabro;
- b) caracterização geoquímica dos solos e relação com o material de origem;
- c) caracterização dos processos envolvidos na pedogênese, com ênfase nos aspectos micromorfológicos;
- d) classificação dos solos, mediante os atributos morfológicos, físicos, químicas, mineralógicos, decorrente dos processos pedogenéticos predominantes; e
- e) relacionar a classificação dos solos com os aspectos micromorfológicos, sobretudo a cerosidade e presença de feições indicativas de iluviação.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Fatores de Formação do Solo

Em séculos passados o solo era tido como mero sustentáculo e reservatório de nutrientes para as plantas. Esta visão denotava apenas o conceito fisiológico, no qual os processos genéticos não influíam na produção vegetal (Buol et al., 1980). No início do século XIX o conceito fisiológico do solo passou a ter um papel secundário com o surgimento da teoria húmica lançada por A. Thaer e Wullfen, que afirmavam serem as substâncias orgânicas as responsáveis pela fertilidade do solo (Buol et al., 1980).

Justus von Liebig, em 1840, na Alemanha, publicou o livro *Chemistry Applied to Agriculture and Physiology*, onde formula a teoria mineral que afirmava serem as substâncias minerais as responsáveis pela nutrição dos vegetais, propondo o uso de fertilizantes na agricultura genético (Jenny, 1941). Estes cientistas desenvolveram a agrogeologia na qual o solo era visto como produto do intemperismo das rochas (Buol et al., 1980).

As bases da Pedologia foram estabelecidas na Rússia, com Dokuchaev e discípulos, promovendo a descrição e caracterização de solos como corpos naturais com certo grau de organização, que os diferenciavam do manto de intemperismo das rochas (Fanning & Fanning, 1989). Dokuchaev aplicou princípios da morfologia, descrevendo grupos de solo, surgindo assim, a primeira classificação científica de solos e o método de mapeamento. (Boul et al., 1980). Os trabalhos independentes de Dokuchaev, na Rússia, e Hilgard, na América do Norte enunciaram que um dado material de origem pode formar diferentes solos de acordo com condições ambientais, particularmente de clima e vegetação (Jenny, 1941), reconhecendo, então, o clima e os organismos como agentes formadores do solo. Em 1983 nos Estados Unidos (USDA, 1938) foi formulada a classificação dos solos que teve como base o clima, diferenciando as classes de solos em zonais e azonais. Com o avanço das pesquisas Dokuchaev passou a considerar que o estado do sistema solo variava com o tempo em que o material de origem ficou submetido aos processos de alteração (Birkeland, 1974), reconhecendo então o tempo como mais um fator de formação.

Em 1935, Milne demonstrou a íntima relação entre relevo e solo, criando a teoria das catenas que consiste do estudo dos solos obedecendo a uma sequência de perfis desenvolvidos segundo a posição topográfica na paisagem (Boul et al., 1980). A partir desta teoria passa-se a observar segundo Fanning & Fanning (1989), o relevo como um fator modificador do efeito dos demais fatores de formação do solo. Com a inclusão do fator relevo admitiu-se que o solo é um produto da interação do clima e dos organismos sobre o material de origem, em um determinado tempo, de acordo com a posição no relevo.

Segundo a sua participação na pedogênese, os fatores de formação foram considerados como ativos ou passivos (Jenny, 1941). Os fatores ativos são representados pelo clima e organismos, tidos como fonte de energia e matéria, ou seja, agem diretamente sobre o material de origem, o que intervem na formação do solo através do controle dos possíveis processos e sua intensidade (Fanning & Fanning, 1989). Segundo Jenny (1941), os passivos são representados pelo material de origem, relevo e tempo e são considerados fontes de material, oferecendo resistência à ação normal dos agentes ativos.

As propriedades do solo são inter-relacionadas e dependentes dos fatores de formação, logo a variação de qualquer um desses fatores acarreta na mudança dessas propriedades (Jenny, 1941). De acordo com Simonson (1957), os fatores de formação do solo controlam o processo de alteração ao longo do perfil, assim como, o acúmulo e a perda decorrentes da alteração ocorrida no perfil. A partir daí surgiu a necessidade de conhecer a dinâmica desses fatores de formação do solo. No entanto, como eles são variáveis independentes, ainda que

tenham ação conjunta durante a formação do solo, torna-se difícil uma avaliação quantitativa, e apenas uma predição qualitativa pode ser feita através do estudo individual de cada fator (Birkeland, 1974).

Vários modelos fatoriais foram criados, dentre eles o sintetizado por Jenny, a partir de estudos de vários outros autores, foi o mais popularizado e utilizado. O modelo é expresso pela equação geral: S ou $s = f \{ \text{clima (cl), organismos (o), relevo (r), material de origem (p), tempo (t)} \}$; onde S = solo e s = qualquer atributo do solo que permita avaliar a dependência das propriedades do solo em função de um determinado fator, o qual é submetido à variação enquanto os demais permanecem constantes (Jenny, 1941). Na aplicação da equação podem-se admitir cinco situações distintas de sequências, onde, em cada uma delas, é identificado o fator a ser estudado, sendo elas:

S ou $s = f (\underline{\text{cl}}, o, r, p, t, \dots)$ climossequência;

S ou $s = f (\underline{\text{o}}, \text{cl}, r, p, t, \dots)$ biossequência;

S ou $s = f (\underline{\text{r}}, o, \text{cl}, p, t, \dots)$ topossequência;

S ou $s = f (\underline{\text{p}}, \text{cl}, o, r, t, \dots)$ litossequência;

S ou $s = f (\underline{\text{t}}, \text{cl}, o, r, p, \dots)$ cronossequência.

Como exemplo pode ser utilizado à equação matemática da litossequência que expressará o conjunto de solo, cujas diferenças serão devidas exclusivamente a diferenças no material de origem. Ainda que, segundo Freire (2006), não seja possível atribuir às diferenças de um conjunto de solos a um determinado e exclusivo fator de formação, sem considerar os efeitos dos demais fatores. Porém, pode-se deduzir uma correlação muito mais intensa do fator em questão com o solo ou propriedades do solo. Desta forma, o modelo apresentado por Jenny (1941) contribuiu para quantificação de cada propriedade e processo, bem como a contribuição da variação do conjunto e das inter-relações que cada variação geral.

A seguir são apresentados alguns conceitos e trabalhos envolvendo os fatores de formação: material de origem, relevo e clima; sendo estes destacados pela sua maior relevância para o presente estudo.

2.1.1 Material de origem

Muitos cientistas definiram material de origem como a camada formada pela fragmentação da rocha, ou seja, que os horizontes superiores são obrigatoriamente formados do mesmo material que o horizonte C (Jenny, 1941), sem fazer distinção entre solo e material fragmentado da rocha. Entretanto, Zonn (1986) afirma que esta abordagem induz ao erro, uma vez que a deposição de um determinado sedimento sobre uma camada de saprólito ou rocha, não significa que o solo formado sobre esse é originado do mesmo material que o saprólito. Jenny (1941) define material de origem em seu modelo como o estado inicial do solo, expresso matematicamente em função dos demais fatores para um tempo zero de formação do solo. O autor afirma que somente em condições especiais a camada mais profunda do perfil de solo permite uma quantificação exata do material de origem, a menos que seja possível determinar a história da formação do solo, ou as suas propriedades em função do tempo.

De acordo com Zonn (1986), em função do papel do material de origem na formação dos solos, eles foram divididos em três principais grupos; a) cristalinos que compreendem as rochas ígneas e metamórficas; b) derivados de sedimentos consolidados; e c) sedimentos inconsolidados. De acordo com o material de origem do solo origina-se da intemperização contínua de uma rocha subjacente ao perfil, de sedimentos ou de solos de pedogênese anterior. Contudo, para efeito didático, faz-se necessário distinguir os processos intempéricos que atuam diretamente sobre a rocha, daqueles que atuam sobre o saprólito, porém as reações químicas de degradação e síntese são semelhantes (Lepsch, 2002). De acordo com o autor durante o processo de evolução é difícil estabelecer, o ponto exato em que o saprólito começa

a se transformar em solum, pois a alteração da rocha e a formação do saprólito ocorrem conjuntamente com a formação do solo.

Devido aos estudos geológicos e petrológicos, realizados na década de 1840, o conceito do solo como produto do intemperismo do material de origem foi fortalecido (Jenny, 1941). Tal fato contribuiu para que o material de origem fosse considerado como única base para a classificação do solo, assumindo especial importância quando a evolução do solo não proporcionava mudanças profundas em suas propriedades (Fanning & Fanning, 1989). Então, os critérios para classificação geológica se tornaram expressões de uso pelo público leigo, tais como solos glaciais, calcários, graníticos e basálticos, largamente usadas no passado e que transmitem claramente a importância do material de origem na formação do solo (Jenny, 1941). Segundo esse autor, com a evolução da ciência do solo esta classificação deixa de ser eficiente para retratar as características de um determinado solo, quando a atuação do intemperismo é mais intensa e as semelhanças entre material de origem e solo são remotas.

Segundo Fanning & Fanning (1989), o material de origem influencia direta e indiretamente em várias propriedades do solo, portanto quanto menor for à intensidade do fator tempo mais características herdadas o solo formado apresentará, pois os fatores climáticos e fisiográficos ainda exercem o papel coadjuvante. Estudando a alteração superficial e pedo-geomorfológica de duas topossequências no Quadrilátero Ferrífero do Estado de Minas Gerais, Figueiredo et al. (2004) observaram na parte alta da vertente a formação de Cambissolo e Neossolo com acentuadas características herdadas da rocha gnáissica. Tal resultado comprova a atuação do material de origem em pedoambiente imaturo, onde as condições ambientais, especialmente clima e vegetação que são pouco atuantes.

Outra importante atuação do material de origem é na cor do solo formado. Segundo Kampf & Curi (2000), a cor do solo expressa a presença de componentes minerais, matéria orgânica, drenagem, aeração e óxidos de ferro, que estão diretamente relacionados ao material de origem, ao grau de intemperização e processos pedogênicos, que contribuem para a acumulação ou remoção desses óxidos. Estudando a relação entre paisagem e pedogênese em sequência de Latossolo-Cambissolo-Argissolo em Paty do Alferes, no Rio de Janeiro, Anjos et al. (1998) observaram em Cambissolo, localizado na encosta, o predomínio do matiz 10R, expressando a influência do material de origem biotita-gnaiss na cor do solo. Verificaram ainda, em Latossolo Amarelo cores com matiz 10YR para a maior parte do perfil, devido ao material de origem ser representado por sedimentos pré-edaforizados.

Além da sua forte influência sobre a granulometria do solo, o material de origem pode também intervir na dinâmica de água do solo. Em estudo sobre solos no Parque Estadual do Ibitipoca, no Estado de Minas Gerais, Dias et al. (2003) concluíram que a distribuição dos solos na paisagem foi predominantemente subordinada a litologia e a estrutura do ambiente quartzítico. Nesse ambiente, os solos derivados de quartzito apresentam textura variando de argilo-arenosa a arenosa, com predomínio de areia grossa nos horizontes. Já o Cambissolo originado da rocha xistosa, sobreposta as rochas quartzíticas, apresentou teores mais elevados de argila, e até mesmo textura argilo-arenosa. Avaliando os atributos hídricos em Neossolo Flúvico formado a partir de sedimentos aluvionares argilosos, Silva et al. (2005a) observaram que a textura do sedimento franco-argilosa favorecia os ciclos de expansão e contração, contribuindo para os baixos valores de condutividade hidráulica dos solos.

A rocha como marco dos processos de alteração pode controlar a velocidade do intemperismo, por sua resistência mecânica e mineralógica, e a direção e intensidade dos processos pedogenéticos (Buol et al., 1980). Estudando solos originados de rochas na Planície Costeira do Atlântico, Fanning & Fanning (1989) observaram que no material de origem com composição mineralógica em sua quase totalidade de minerais resistentes ao intemperismo como o quartzo, desenvolveram-se solos jovens com sequência A-C, arenosos, rasos, de coloração clara, com vegetação escassa e, em alguns casos, a formação de um horizonte B

câmbico com solo de sequência A-Bi-C. Entretanto, o material de origem composto pela mescla de minerais facilmente alteráveis e quartzo determinou a formação de solos com textura média, profundos, mais escuros, com vegetação densa, mais evoluídos, com perfis de sequência A-E-Bt-C e onde o processo de eluvição/iluvição formou horizonte B argílico.

Esses autores também observaram que a composição mineralógica, resistência mecânica e textura do material de origem exerceram interferência no controle da alteração mineral, dando lugar ao mecanismo de translocação de argila e a variação na espessura dos solos. Os autores verificaram a ausência ou poucas zonas de iluvição de argila no perfil dos solos derivados das rochas de textura grossa. No entanto, nos solos originados das rochas de textura fina ou com maior percentual de minerais facilmente alteráveis, foram observadas zonas de iluvição, suficiente para formar horizonte B argílico, evidenciando que o processo pedogenético de iluvição foi controlado pela natureza do material de origem.

O material de origem não deve ser visto apenas como fornecedor de matéria prima para a formação do solo, mas de acordo com sua mineralogia também funciona como fonte de nutrientes oriundos de fragmentos não intemperizados das rochas (Pascale, 2000). Para Resende et al. (2002), a associação entre classe de solo e rocha de origem pode ser valioso instrumento para prever, no campo, ainda que de forma superficial, os níveis dos elementos que tendem a se concentrar residualmente no solo. Como exemplo, o autor cita o Latossolo Vermelho Férrico, originado de rocha máfica, que mesmo sob condições de cerrado e com baixíssimos teores de elementos disponíveis, responde bem a adubação simples, o que não ocorre com o Latossolo Vermelho-Escuro, com teor de Fe_2O_3 maior que 18%, desenvolvido de rocha pelítica. Melo et al. (2002) atribuíram as reservas nutricionais nos Latossolos, nas diversas regiões do Brasil, a presença de biotita na fração argila e sua preservação nos pequenos agregados. Embora com baixos teores de argila, os autores verificaram que as micas nesses microambientes foram responsáveis por mais de 50% do potássio existente no solo.

Estudando os efeitos do material de origem e posição topográfica dos solos na Baixada Litorânea Fluminense no Rio de Janeiro, Silva et al. (2001) concluíram que o complexo sortivo dos perfis estudados pode ser influenciado pela posição topográfica assim como pelo material de origem. Nos perfis originados de sedimentos com maior grau de intemperização, os autores observaram, para a maioria dos horizontes, o domínio de H + Al e a saturação por Al (m) superior a 50%. Entretanto, em perfis desenvolvidos do gnaiss houve predomínio dos íons de Ca^{+2} e Mg^{+2} , o que se refletiu em valores de pH mais elevado. Cunha et al. (2005) estudando três superfícies geomórficas e atributos de Latossolo em uma sequência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal em São Paulo, observaram que os atributos capacidade de troca catiônica (CTC) e V% foram mais elevados nas áreas baixas da paisagem, coincidentes com a litologia basáltica e a mineralogia rica em feldspatos calco-sódicos e piroxênios.

Estudando o efeito de minerais facilmente alteráveis de materiais de origem nos solos da Planície Costeira do Atlântico, Fanning & Fanning (1989) observaram a presença de minerais alteráveis, dentre eles a mica, onde sua pedogênese conduziu a formação de minerais expansíveis tipo 2:1 (vermiculita). Para o material de origem com maior quantidade de feldspatos, foi observada a transformação do complexo mineral em caulinita e gibbsita, com perda de sílica e bases, evidenciando a ação tanto da rocha quanto do tempo na pedogênese.

Avaliando os atributos químicos, físicos e mineralógicos dos solos de Cerrado, Gomes et al. (2004) observaram que os Latossolos originados de sedimentos argilosos e de arenitos do Cretáceo apresentam textura argilosa e média, respectivamente e mineralogia com predominância de gibbsita. Para os Latossolos derivados da alteração do basalto da formação Serra Geral, os autores verificaram elevados teores de ferro, herdado do material de origem, com mineralogia hematítica e com pouca ou nenhuma goethita. Para o desenvolvimento de mineralogia, predominantemente, hematítica no solo, de acordo com Schwertmann & Murad

(1983) faz-se necessárias condições tais como: pH próximo à neutralidade, rápida mineralização da matéria orgânica e, principalmente, altos teores de ferro na rocha de origem.

Para Lacerda et al. (2008), o estudo da gênese dos solos a partir da caracterização petrológica dos materiais de origem auxilia a classificação dos solos, assim como a avaliação da distribuição pedológica em uma determinada área, pois possibilita fazer inferências sobre os atributos químicos, físicos e mineralógicos dos solos.

2.1.2 Relevo

Segundo Buol et al. (1980), o relevo configura as diferenças de cotas na superfície terrestre. O relevo é o conjunto das elevações e das expressões de uma região, sendo definido pela altitude, declividade, uniformidade e extensão das superfícies (Freire, 2006), e também utilizado para indicar as diferenças de cotas das elevações. Para Fanning & Fanning (1989), o relevo é um fator modificador dos demais fatores de formação do solo, logo diante desta característica Buol et al. (1980) afirmam que o relevo pode ser considerado um fator de formação independente. De acordo com Jenny (1941), o relevo tem sido considerado muito mais como um agente de remoção e destruição do solo, do que um agente de formação. Segundo Buol et al. (1980), ao mesmo tempo em que o relevo altera a influência do material de origem, tempo de remoção e deposição de material, escoamento superficial e regime do lençol freático, ele é afetado pela pedogênese do solo.

O relevo, com suas componentes, recebeu especial atenção após o surgimento da teoria da catena, que foi formulada por Milne (1935) a partir de observações das variações dos solos ao longo da vertente. Segundo Bockheim et al. (2005), a partir desta teoria, foi destacada a influência do relevo sobre a drenagem, a movimentação vertical e horizontal da água, que pode promover alterações nos atributos do solo e favorecer a identificação de superfícies geomórficas que são genética e evolutivamente interdependentes. Os aspectos topográficos do terreno podem ser indicadores da variação dos atributos do solo, pois essa variabilidade é causada por pequenas alterações do declive que afetam o transporte e o armazenamento de água dentro do perfil do solo (Park & Burt, 2002).

As classes de relevo são divididas em: a) plano - relevo correspondente as baixadas e tabuleiros com predomínio de superfície horizontal ou levemente inclinada, com declive até 3%; b) suave ondulado - correspondente a meia-encosta e as superfícies ligeiramente movimentadas, com predominância de declive de 3 a 8%; c) ondulado - relevo de superfície pouco movimentada e ligeiramente amorradas, com declive entre 8 a 20%; d) fortemente ondulado - com superfície movimentada correspondente a morros e vales pouco profundos, com declive entre 20 a 45%; e) montanhoso - corresponde às encostas de serras e mares montanhosas com declive de 45 a 75%; f) escarpado - áreas com predominância de formas abruptas, com declives acima de 75% (Santos et al., 2005).

Troeh (1965) desenvolveu um modelo de paisagem que se baseia na curvatura do terreno, afirmando que as pedoformas podem variar entre linear, côncava e convexa, e associa a inclinação do perfil e curvatura da paisagem com o grau de intemperismo e evolução do terreno. Segundo Derruau (1965), o perfil típico de uma vertente apresenta uma convexidade no topo e uma concavidade na parte inferior, sendo que ambas estão separadas por um simples ponto de inflexão ou segmento.

Estudando as variações das pedoformas côncava e linear como critério para otimização amostral de Latossolo, em Jaboticabal, São Paulo, Montanari et al. (2005) verificaram que a pedoforma côncava apresentou maior variação em seus atributos granulométricos, teor de matéria orgânica e taxa de erosão quando comparada a pedoforma linear. Tal resultado confirma o padrão diferenciado dos atributos do solo em função das curvaturas do terreno. Campos et al. (2007), verificando as relações solo-paisagem em uma litossequência no município de Pereira Barreto em São Paulo, observaram que os segmentos de forma côncava

apresentam valores mais elevados de soma de bases, CTC e saturação por bases, que a forma linear. Nizeyimana & Bicki (1992), estudando a relação solo-paisagem em Ruanda, contataram que as formas de relevo côncavas propiciam aumento no conteúdo do carbono orgânico, CTC, conteúdo de argila, diminuição da densidade do solo e teor de areia, respectivamente da meia encosta para o sopé de deposição, padrão este atribuído às condições de drenagem e a inclinação do declive. Gobin et al. (2001) afirmaram que o movimento da água nas paisagens é o principal responsável pelo processo de desenvolvimento do solo, portanto, compreender as formas do relevo permite fazer inferências e previsões sobre os atributos do solo em diferentes segmentos de vertentes.

A equação proposta por Jenny (1941) (S ou $s = f, r, p, cl, o, t$) pode ser usada para quantificar o efeito da variável relevo sob as demais variáveis tomadas como constantes. Segundo o autor, embora seja difícil controlar a variação das demais variáveis, algumas relações entre relevo e propriedades do solo são facilmente comprovadas tais como: profundidade do solo, espessura do horizonte superficial, umidade, cor, grau de diferenciação dos horizontes, conteúdo de sais e temperatura. Fanning & Fanning (1989) relacionam a distribuição da umidade na paisagem às diferenças na temperatura dos solos, causadas pela altitude e exposição solar, a intensidade dos processos de remoção de sólidos e solutos (erosão e lixiviação), a remoção e deposição de sedimentos e as variações no nível do lençol freático. Segundo os autores, os aspectos citados são influenciados pelo relevo ou posição topográfica. Além disso, como o relevo regula o fluxo hídrico e a energia térmica no solo, indiretamente afeta a distribuição da vegetação, que é um dos elementos do fator organismos (Zonn, 1986).

A atuação marcante do relevo no desenvolvimento e evolução do solo é ocasionada pela intervenção nas condições hídricas e térmicas no perfil e, por conseguinte, no surgimento de microclima no solo (Smith et al., 1964), favorecendo a alteração na cor, temperatura e cobertura vegetal. Em solos altimontanos, de relevo plano, acima de 700 m, mesmo em regiões tropicais verifica-se horizonte superficial mais espesso e com teores elevados de matéria orgânica, devido à lenta mineralização do material orgânico, que é favorecida pelo clima mais ameno e condicionado pela altitude (Guerra & Cunha, 2004). Estudando os efeitos da topografia em solo florestal em Oregon, nos Estados Unidos, Griffiths et al. (2008) verificaram que as baixas temperaturas e o aumento da umidade em altitude superior a 1.000 m, contribuíram positivamente para o aumento dos teores de matéria orgânica no solo. Analisando a interação solo-planta-microorganismos em solos sob floresta, Bohlen et al. (2001) verificaram que nas topografias elevadas a mineralização do N aumentou significativamente, sendo também encontrada correlação positiva entre a concentração de nitrato e o potencial de desnitrificação. Os autores concluíram que a topografia, e não a diversidade de espécies arbóreas é o principal impulsionador da ciclagem de N no solo.

O sentido e a intensidade do fluxo de água em uma encosta, que variam de acordo com a topografia e forma da superfície, são as principais causas da diferenciação dos solos ao longo de topossequências (Silva et al., 2001). Quando a pluviosidade alcança o solo, ela não se distribui uniformemente devido às variações de altitude e declividade, criando diferenças hídricas e térmicas responsáveis pela diferenciação dos solos nas diversas posições das topossequências (Buol et al., 1980). Segundo Lepsch (2002), nas superfícies mais elevadas e planas a infiltração e a drenagem interna serão favorecidas, de tal modo, a acelerar o intemperismo químico, principalmente a oxidação. Como consequência ocorre a lixiviação dos produtos solúveis, aprofundamento do perfil, nítida diferenciação entre horizontes principais, mineralogia própria e insignificante atuação da erosão (Lepsch, 2002). Os solos tropicais possuem elevada ocorrência de caulinita, que é resultante, em parte, da sua formação a partir de muitos minerais diferentes, desde que haja a remoção de cátions e de sílica (Kämpf & Curi, 2003). Conforme Hsu (1989), a variação mineralógica na fração argila numa topossequência pode ser atribuída à ação da drenagem, onde a percolação da água remove a

silica diminuindo intensamente a sua concentração no meio e favorece a formação de caulinita e gibbsita.

Klamt & Beatty (1972), investigando uma topossequência no Planalto Médio do Rio Grande do Sul, constataram que os solos nas áreas mais planas apresentaram-se mais profundos e mais evoluídos, demonstrando a ação do relevo na gênese do solo. Os processos de dispersão, translocação e acumulação de argila podem ser influenciados pelo relevo, pois à medida que a declividade aumenta, a translocação deixa de ser dominada pelo fluxo vertical de água e a ação do fluxo lateral passa a ser a principal responsável pela eluviação (Eswaran & Sys, 1979). Investigando Argissolos formados em platô mais amplo e menos dissecado, Moreau et al. (2006) constataram que a gênese destes solos estava relacionada com processos de translocação de argila e, ou, erosão seletiva lateral resultando em maior gradiente textural.

Avaliando em domínio de Mar de Morros, os atributos químicos e físicos em Cambissolo Háplico no município de Visconde do Rio Branco no Estado de Minas Gerais, Portugal et al. (2008) observaram que os solos apresentam baixa fertilidade, caráter distrófico e com alumínio trocável dominando o complexo de troca. Segundo os autores, o relevo acidentado do Mar de Morros contribui para sua pobreza química, já que os nutrientes são facilmente transportados para as partes mais baixas do relevo formando solos residuais pobres e erodidos.

Segundo Moniz (1980), nas partes mais altas do relevo e levemente inclinadas o processo pedogenético atuante é o de eluviação/iluviação, entretanto o gradiente entre os horizontes A e B pode ser favorecido pela maior erosão diferencial, com aumento relativo da argila no horizonte subsuperficial. Conforme o referido autor nos pontos inclinados a dinâmica do fluxo de água no perfil pode ser mais atuante na forma lateral, pois, o movimento lateral de água transporta em solução Na, K, Ca, Si, Fe, Al e Mn para partes mais baixas da vertente, alterando a composição mineralógica destes solos, até mesmo com neoformação de argilas 2:1. A ação do fluxo lateral sobre os solos da encosta não se restringe apenas às transformações químicas e mineralógicas, mas também morfológicas, pelo processo de adensamento por dessecação, responsável pela formação da estrutura em blocos ou prismática em solos com B textural, mediante deformação plástica induzida por ciclos alternados de umedecimento e secagem (Moniz & Boul, 1982).

Delvigne (1965) observou na dinâmica dos constituintes do solo que as perdas ocorridas no topo eram transferidas por toda vertente até se acumular na base. Estudando processos erosivos lineares, Salomão (1999) demonstrou que nas colinas médias, convexas, mais curtas e inclinadas, com Latossolo no topo e Argissolo nos terços superiores e médios, os fluxos hídricos situam-se em padrões verticais no Latossolo e laterais no Argissolo e interpretou os solos de colinas médias como um sistema de transformação lateral do tipo iluvial-eluvial. Segundo Silva et al. (2004), na vertente, o segmento de geometria côncava atua como zonas preferências dos fluxos de água, acelerando a ruptura dos materiais de diferentes características, com conseqüente ocorrência de processos erosivos.

Nas partes baixas do relevo a dinâmica do fluxo de água é limitada pela má condição de drenagem, que dependendo da localização do lençol freático, o solo será imperfeitamente ou mal drenado (Fanning & Fanning, 1989). Segundo os autores citados, para tal condição constitui fator determinante na formação de microclima de anaerobiose, que favorece a dissolução dos compostos de ferro e sua remoção do perfil, conferindo ao solo cores acinzentadas, azuladas ou esverdeadas, com zonas de maior aeração, resultantes de condições desuniformes de oxidação, expressas em mosqueamento do solo. Conforme Guerra & Cunha (2004), nas áreas de várzeas ocorre acúmulo de material coloidal, orgânico e mineral, trazido das áreas elevadas. Entretanto, a condição de anaerobiose dificulta a mineralização da matéria orgânica, resultando em solos com horizonte A espesso ou mesmo H, escuros sobre horizontes subsuperficiais com cores de matiz neutras.

Segundo Schwertmann & Taylor (1989), o relevo de baixada, com drenagem imperfeita, a lixiviação da sílica e a menor aeração promovem a concentração de ácidos húmicos, principalmente os de baixo peso molecular, favorecendo a formação de óxidos como a goethita e lepidocrocita. Nas partes mais altas do relevo, com menor umidade do solo e maior temperatura, verifica-se a formação preferencial de hematita, devido à facilidade de desidratação da ferrihidrita (Kämpf & Schwertmann, 1982).

As faces de exposição do relevo também exercem atuação na formação dos solos. Segundo Lepsch (2002), a orientação da encosta faz variar os teores de umidade e a temperatura no solo. Nas áreas situadas abaixo do Trópico de Capricórnio, como exemplo os estados do sul do Brasil, observa-se que as faces das vertentes voltadas para o norte e nordeste são mais quentes e secas que as orientadas para o sul e leste (Pascale, 2000). Portanto, leva-se a crer que os solos mais secos apresentam limitação para as reações de alteração e, se estes solos estão no terço médio das encostas, formam solos rasos e com menor estágio de evolução que solos mais úmidos, pela maior exposição aos raios solares.

Segundo Ghidin et al. (2006a), a análise de perfis de solo ao longo de uma topossequência oferece à geomorfologia dados importantes para o estudo do balanço de desnudação e dos processos dominantes na evolução das vertentes. Os vários processos que ocorrem nas vertentes (escoamento, movimento de regolito, infiltração, eluviação e outros) favorecem o fluxo de matéria e energia através do sistema, que acabam sendo transferidas para o sistema fluvial (Christofolletti, 1980). A vertente é um sistema complexo tridimensional, que se estende do interflúvio ao meio do leito fluvial e da superfície do solo ao limite superior da rocha não intemperizada (Dalrymple et al. 1968). O estudo da segmentação da vertente apresenta destacada importância no entendimento dos processos que envolvem o movimento e armazenamento de água dentro do perfil do solo e, ainda, sua relação com o transporte e a deposição de sedimentos, de maneira a causar variabilidade espacial nos atributos do solo (Pachepsky et al., 2001).

2.1.3 Clima

A ação do fator de formação clima regula o tipo e intensidade de intemperismo dos materiais de origem e a oferta e transformações da matéria orgânica. Segundo Buol et al. (1980), o clima exerce influência na formação do solo não só pelo controle de reações químicas, mas também, pelo controle do fator biótico, por efeito do relevo e por meio da erosão e da deposição. De acordo com Zonn (1986), o clima afeta os fatores de formação de duas formas: a) diretamente - através da precipitação e temperatura que favorecem a alteração do material de origem do solo; b) indiretamente - através do relevo, fauna e flora, que constituem, com a adição de matéria orgânica, fonte de energia para o processo pedogenético.

A água é o componente essencial para o estabelecimento da maior parte das reações químicas responsáveis pelo desenvolvimento do solo (Buol et al., 1980), como também tem papel fundamental na adição, redistribuição e remoção de materiais dentro do perfil do solo (Wilding et al., 1983). A água que constitui a solução do solo possui gás carbônico nela dissociado, o que acelera a alteração química dos minerais, com aumento da acidez pela maior oferta dos íons de hidrogênio e pela lixiviação dos produtos solúveis para as camadas mais profundas (Pascale, 2000). Portanto, quanto maior a precipitação e infiltração da água no solo maior será a remoção dos produtos solúveis e, por conseguinte a intensidade dos processos intempéricos (Vieira, 1988). Entretanto, esses processos serão mais intensos nos horizontes superficiais, onde a atuação dos fatores climáticos é maior e a acidez é também favorecida por compostos orgânicos e as reações químicas de nutrientes como o N, contribuindo para maior instabilidade e decomposição dos minerais (Lima et al., 2006). A concentração de íons H^+ , profundidade em que se localizam os carbonatos, conteúdo de N e argila, são alguns dos parâmetros que mostram relação entre precipitação e as reações no solo (Jenny, 1941).

A intensidade da precipitação também pode reduzir o desenvolvimento do solo pela sua intensa remoção. Segundo Machado et al. (2008), a precipitação através de suas variáveis intensidade, quantidade e duração, aliada a variáveis como o relevo, classe de solo, cobertura vegetal e umidade antecedente pode favorecer intensa erosão do solo. Chaves & Piau (2008), estudando o efeito da variabilidade da precipitação em solo do Distrito Federal observaram aumento exponencial do volume de escoamento superficial e do aporte de sedimentos com o aumento da precipitação pluvial anual.

Outra variável do clima que interfere na formação dos solos é a temperatura, porém de acordo com Wilding et al. (1983), com menor intensidade que a precipitação. Segundo Jenny (1941), propriedades do solo como cor, saturação por bases, pH, matéria orgânica, conteúdo de N e argila, são submetidas à variação em função da temperatura. Os efeitos da temperatura na pedogênese são indiretos, pois esta interfere na quantidade de umidade disponível para os processos de formação do solo, afeta o tipo de vegetação presente em cada ambiente e na quantidade e qualidade da matéria orgânica adicionada ao solo (Wilding et al., 1983).

Conforme a lei de Vant'Hoff a cada 10°C de aumento da temperatura duplica-se a velocidade das reações químicas. Portanto, quanto mais quente e úmido for o clima, no qual a quantidade de chuva é maior, mais rápida e intensa será a alteração das rochas, com consequente abundância de minerais secundários, solos espessos, pobres em cátions básicos e matéria orgânica (Pascale, 2000). Por outro lado, nos climas mais frios a alteração afeta apenas os minerais primários menos resistentes, gerando solos pouco espessos e com menor teor de argila (Toledo et al., 2000).

As propriedades do solo resultam da ação do conjunto de condições meteorológicas gerais, de condições climáticas regionais e microclimas (Buol et al., 1980). Segundo Jenny (1941), o aumento de temperatura contribui de forma expressiva na mudança de coloração no solo, pois ela atua sob os teores de matéria orgânica, umidade e predominância de determinados tipos de óxidos de ferro e, por conseguinte na cor. Em laboratório, Terefe et al. (2008), estudando a influência da temperatura sobre as propriedades de solos, verificaram que com o aumento da temperatura o teor de matéria orgânica diminuiu e a cor foi afetada, com o aumento dos índices de avermelhamento.

A mineralogia dos solos é sensível às mudanças de incremento de matéria orgânica, aumento da umidade e diminuição de temperatura (Costa et al., 2003). Em ambiente aeróbico a formação dos óxidos de ferro prevê que estes minerais apresentam alta estabilidade termodinâmica e baixa solubilidade, persistindo no solo por longo período de tempo (Schwertmann & Taylor, 1989). Entretanto, aumentos no teor de matéria orgânica e na umidade favorecem os mecanismos de dissolução e remobilização dos óxidos de Fe no ambiente pedogênico, os quais incluem reações de redução e de complexação (Schwertmann, 1991), cuja intensidade depende das condições meteorológicas, principalmente chuva e temperatura. Estudando óxidos de ferro em Latossolos tropicais e subtropicais, Silva Neto et al. (2008) verificaram que no período de intensa chuva houve a dissolução e mobilização do ferro ao longo do perfil, com acumulação e neoformação nos horizontes mais profundos.

2.2 Processos de Formação do Solo

Para a evolução dos solos se faz necessária a ação de processos cuja direção é determinada pelos fatores de formação. Malagon (1979) considera que esses os processos são fenômenos dinâmicos que determinam a morfologia de um solo num dado momento, através de mudanças nas propriedades físicas, químicas, biológicas, mineralógicas e estruturais. Conforme Freire (2006), o processo pedogenético apresenta duas direções, uma que conduz a formação de um horizonte e outra que tende a inibir a formação ou a modificar um horizonte já formado. A magnitude e a taxa de ganhos e perdas que ocorrem num perfil definem a

pedogênese e, por consequência, determinam as propriedades físicas e químicas do solo (Wilson, 1999).

De acordo com Buol et al. (1980), para que ocorram os processos de formação do solo é necessário a atuação dos mecanismos de: a) adição, que diz respeito ao aporte de material orgânico e mineral, líquido e gases, externo ao perfil ou horizonte do solo; b) remoção ou perda, que se refere ao material retirado do perfil; c) transformação das substâncias orgânicas e minerais do solo, que proporciona a mudança na natureza química e mineralógica do mesmo; e d) translocação, que faz inferência ao material transportado de um horizonte ou seção do solo para o outro; caracterizam os processos pedogenéticos. A combinação destes mecanismos, em intensidade variável, definirá os processos de formação de solos e as características típicas de cada combinação.

Nos tópicos seguintes serão abordados prioritariamente os processos pedogenéticos e as características diagnósticas dos solos estudados.

2.2.1 Argissolo

Segundo o SiBCS os solos da ordem dos Argissolos possuem horizonte B textural (Bt) imediatamente abaixo de qualquer horizonte superficial, exceto o hístico, com argila de baixa ou alta atividade se associado a saturação por bases baixa e caráter alítico (EMBRAPA, 2006). São solos de profundidade variada, natureza caulinítica, normalmente ácidos e com evidente incremento de argila nos horizontes subsuperficiais ou com presença de cerosidade.

Para formação do horizonte B textural, horizonte diagnóstico da ordem dos Argissolos, é necessário à ação do processo pedogenético de eluviação/iluviação. Segundo Miller (1983), o processo de iluviação consiste em três etapas: a) mobilização, que consta em dispersão das argilas e posterior passagem a solução do solo; b) translocação, que consiste no movimento da argila em profundidade com a percolação da água; e c) reposição, que ocorre à medida que a água é retirada por capilaridade de dentro do solo, deixando as argilas, anteriormente suspensas, como depósitos na superfície dos agregados. Com a secagem do horizonte as argilas ficam completamente aderidas à parede dos poros e, pela sua forma laminar, se orientam em paralelo aos poros.

O gradiente textural, expresso pelo teor mais elevado de argila no horizonte B textural, não se deve somente ao processo de eluviação/iluviação (mecanismo de translocação) do material no perfil, mas também ao mecanismo de perda com erosão seletiva da fração argila de horizontes superficiais (Fanning & Fanning, 1989), que carrega preferencialmente partículas finas em detrimento das grosseiras, que permanecem no horizonte superficial. A destruição das argilas também contribui para o gradiente textural, porém esse processo de ferrólise é típico de solos sujeitos a ciclos de umedecimento e secagem, com alternância de oxidação e redução do Fe e liberação de íons H^+ , aumentando a acidez e deslocando cátions da estrutura dos argilominerais, assim destruindo-os (Van Ranst & De Coninck, 2002).

Outros mecanismos responsáveis pelo gradiente no horizonte diagnóstico B textural, nos Argissolos, é o de transformação, com a formação *in situ* da argila a partir de componentes solúveis, ou alteração de minerais do material de origem (herdada) e ainda descontinuidade litológica (EMBRAPA, 2006). A formação da argila *in situ* é desencadeada pela adição de sílica, alumínio e outros elementos nos horizontes mais profundos, constituindo um enriquecimento (USDA, 1999), que interferirá na manutenção e cristalização de argilominerais. Segundo Schaetzl (1998), a argila herdada por descontinuidade litológica é decorrente da deposição de sedimentos sobre um solo ou camadas de material já existente. Ainda que, por definição, de acordo com o SiBCS (EMBRAPA, 2006), o horizonte B textural não pode ser formado exclusivamente por descontinuidade litológica. De acordo com Vidal-Torrado et al. (1999), os mais importantes processos pedogenéticos na formação do B textural

são a argiluvização, ferrólise, adensamento, além da herança litológica (litodependência) e o coluvionamento, que são menos conhecidos.

Em solos onde o mecanismo de translocação de argilas é intenso um horizonte eluviado é formado, quase que exclusivamente, pela fração grosseira (areia) e é denominado de horizonte E, alvíco ou não (Fanning & Fanning, 1989). De acordo com Brewer (1964), a eluviação intensa favorece o desenvolvimento de esqueletãs nesses horizontes eluviados e o desenvolvimento de plasma nos horizontes iluviados. Segundo o autor citado, devido a esses mecanismos de translocação e deposição, surge à feição pedológica chamada de cerosidade que é um dos atributos diagnósticos que pode caracterizar o horizonte textural e definir a ordem dos Argissolos. Embora, como verificado por Silva et al. (2001) em perfis de Argissolo Vermelho-Amarelo onde foi detectada a presença de cerosidade no horizonte B textural, indicando a atuação do mecanismo de translocação de argila, nem sempre houve formação do horizonte E, o que reflete pequena intensidade do processo de eluviação.

2.2.2 Cambissolo

Os Cambissolos são solos constituídos por material mineral, com horizonte B incipiente (Bi) subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial, sem apresentar requisitos que satisfaçam as classes dos Vertissolos, Chernossolos, Plintossolos ou Gleissolos (EMBRAPA, 2006).

As características dos Cambissolos são bastante variáveis, podendo ser eutróficos ou distróficos, de argila de atividade baixa ou alta, apresentam-se como solos rasos ou profundos (EMBRAPA, 2006). Têm coloração vermelho-amarelada, quando em locais de melhor drenagem, e bruno-amarelada, quando em áreas de drenagem restrita, sugerindo domínio de goethita em relação à hematita (Oliveira, 1999), ou até com mosqueados associados a cores cinzentas em ambientes de deposição de sedimentos fluviais. Segundo a FAO (2006), os Cambissolos podem apresentar baixo grau de alterações físicas e químicas do material de origem, porém suficiente para desenvolvimento de atributos morfológicos como estrutura, cor e variação no conteúdo de argila. A intemperização pequena ou moderada contribui para a pequena quantidade de argila iluvial ou de matéria orgânica ou compostos de ferro e alumínio (FAO, 2006).

2.2.3 Chernossolo

Os Chernossolos são solos minerais, de alta saturação por bases, com argila de alta atividade e horizonte diagnóstico A chernozêmico, seguido de horizonte cálcico ou carbonático ou C em materiais calcários, ou associado a horizonte B textural, nítico ou incipiente, com ou sem caráter cálcico ou carbonático (EMBRAPA, 2006).

O horizonte A chernozêmico é conceituado como horizonte com boas propriedades físicas e químicas, indicando boa fertilidade natural do solo. Porém, pelas suas características, essa classe de solos restringe-se às regiões subúmidas e semi-áridas ou áreas de depressões das paisagens de regiões úmidas (Fenton, 1983). No Brasil, tais solos ocorrem mais no Estado do Rio Grande do Sul e em áreas com rochas intermediárias, alcalinas ou materiais calcários, normalmente em climas com estação seca acentuada (Oliveira et al., 1992).

A formação do Chernossolo com horizonte cálcico ou carbonático se dá pelo processo de carbonatação. De acordo com Fanning & Fanning (1989) a carbonatação ocorre quando a água das chuvas chega ao solo, carregada de CO₂, aumentando os teores deste gás, já presente no solo devido à atividade biológica (ação das raízes e respiração dos microorganismos) e a decomposição da matéria orgânica. O CO₂ no solo dissolve os carbonatos (insolúveis) passando-os a forma de bicarbonatos (solúveis), que são transportados para os horizontes mais profundos do perfil, na medida em que há infiltração de água no solo (Duchaufour, 1982). Em uma determinada seção do perfil, onde há menor umidade do solo, ocorre a descarbonatação,

que consiste no acúmulo do bicarbonato, com subsequente precipitação, geralmente formando calcita ou 'bonecas' de carbonato de cálcio (Fanning & Fanning, 1989).

Um segundo processo pedogenético que ocorre em tais solos é a melanização, que consiste no escurecimento dos solos pela matéria orgânica, e é o processo predominante nos Mollisols (Chernossolos) (Buol et al., 1997). Nesse caso, o acúmulo de matéria orgânica ocorre em presença de cálcio, produzindo humato de cálcio, um complexo estável (Fenton, 1983; Anjos et al., 2008).

2.2.4 Gleissolo

Os Gleissolos são definidos como solos com horizonte glei que se inicia dentro dos primeiros 150 cm da superfície do solo e logo abaixo de horizonte A ou hístico, que são permanentemente ou periodicamente saturados por água, apresentando forte gleização (EMBRAPA, 2006). Esses solos ocorrem comumente em condições ambientais de anaerobiose, o que confere as cores acinzentadas (Duchaufor, 1982), azuladas ou esverdeadas e a estrutura geralmente maciça no horizonte glei.

O processo pedogenético atuante para formação do horizonte glei (Bg ou Cg), diagnóstico para a ordem dos Gleissolos é a gleização. Inicialmente ocorre acumulação de sedimentos e solutos das áreas mais elevadas, para as áreas mais baixas da paisagem, assim como de matéria orgânica, adicionada pela vegetação, que, devido às condições de hidromorfia é lentamente decomposta (Duchaufor, 1982). Para que ocorra a gleização, são necessárias condições de relevo que favoreçam a má drenagem, propiciando o acúmulo de água (hidromorfia) por um determinado tempo e, assim, formando o ambiente redutor (Fanning & Fanning, 1989). De acordo com os autores citados, nesse pedoambiente o mecanismo de transformação é responsável pela alteração das formas de ferro oxidado (Fe^{+3}), para ferro reduzido (Fe^{+2}), sendo essa a forma de maior solubilidade, que será removida do perfil ou permanece em solução do solo.

Desta forma, a matriz do solo irá expressar a cor dos minerais de argila, em geral cinza, azulados ou cores claras, conferindo ao solo o matiz neutro e as cores de redução (Duchaufor, 1982). Nas zonas onde o lençol freático não alcançou ou onde o hidromorfismo é intermitente há conservação do ambiente aeróbico, ou ainda, onde há maior aeração devido à presença das raízes e de óxidos de ferro, formam-se os mosqueados na matriz do solo (Fanning & Fanning, 1989). A adição de matéria orgânica, como fonte de energia para os processos de redução e atividade dos microorganismos anaeróbicos também é um mecanismo essencial ao processo de gleização (Buol et al., 1980).

Silva et al. (2001) ressaltam que nos Gleissolos com intenso processo de gleização, a permanência de condições de elevada umidade, por longo período, impede o desenvolvimento de agregados no horizonte glei e que a redução da livre percolação da água impediria a diferenciação de horizontes subsuperficiais. Nesses solos, o lençol freático elevado e o aporte de matéria orgânica favorecem a redução do ferro, resultando na cores cinzentas.

2.2.5 Latossolo

Os Latossolos são solos de avançado estágio de intemperização, bastante evoluídos, possuem poucos minerais primários alteráveis nas frações areia e silte, de natureza caulínica, com quantidades apreciáveis de óxidos de ferro e alumínio, e com horizonte diagnóstico B latossólico (Bw) em sequência a qualquer tipo de horizonte A (EMBRAPA, 2006). São normalmente profundos com sequência de horizonte A, Bw e C, com pouca diferenciação entre os horizontes e incremento de argila de A para o B inexpressivo (EMBRAPA, 2006).

A latolização é o processo pedogenético responsável pela formação do Latossolo, que consiste na lixiviação das bases e sílica, ocasionada pelo pH ácido do solo, favorecendo o enriquecimento relativo em óxidos de Fe, Al e Ti, e o predomínio de caulinita, devido às

transformações dos minerais primários em ambiente pobre em sílica (Fanning & Fanning, 1989). A mineralogia da fração argila no Latossolo é dominada pela caulinita, gibbsita, goethita e hematita em diversas combinações, refletindo a acentuada ação intempérica que estes solos experimentaram ao longo de sua formação (Duchaufor, 1982). A formação dos óxidos contribuiu de forma positiva na agregação das partículas do solo, evitando o ajuste face a face da caulinita, aumentando a macroporosidade, geralmente com o desenvolvimento de estrutura granular muito pequena e forte, que aumenta a resistência a erosão, confere ao solo maciez e alta friabilidade (Resende et al., 2002).

Estudando atributos químicos, mineralógicos e a gênese de solos no norte de Minas Gerais, Oliveira (1999), observou Latossolos Vermelho-Escuros com cores de plasma de 2,5YR e 5 YR, indicando a significativa participação de óxidos de ferro em sua composição, os quais se encontravam recobrando as plaquetas de caulinita. Estudando a gênese em Latossolo-Argissolo (Podzólico), no município de Piracicaba e Santa Bárbara d'Oeste, no Estado de São Paulo, Vidal-Torrado et al. (1999), verificaram nos horizontes Bw de textura muito argilosa, estrutura granular, pequena e forte. De acordo com os autores citados, estes horizontes apresentam morfologia peculiar, onde a maior parte do plasma está contida em agregados granulares muito pequenos, denominados de microagregados. Em Latossolo Bruno na região sul do Brasil foi observada estrutura atípica, prismática que se desfaz em blocos, em perfis expostos a secagem por alguns dias (RCC, 2008). Contudo, nesses solos, os processos são fortemente influenciados pela matéria orgânica, mais preservada pelas condições de baixas temperaturas e latitude, e os altos teores da argila.

2.2.6 Neossolo

Os Neossolos compreendem solos pouco evoluídos, constituídos de material mineral ou orgânico pouco espesso, com ausência de horizonte diagnóstico subsuperficial, ainda que alguns solos apresentem horizonte Bi com pequena espessura, que não o enquadre no horizonte B incipiente (EMBRAPA, 2006).

Pelas suas características de baixo grau de pedogênese não apresentam um processo de formação predominante, pois os mecanismos de adição, translocação e transformação ocorrem em intensidade insuficiente para definir um horizonte diagnóstico. Segundo Fanning & Fanning (1989), tais solos apresentam pouca ou nenhuma evidência de desenvolvimento pedogênico nos horizontes, por razões tais como: a) tempo insuficiente para ação dos agentes intempéricos; b) taxa de remoção (perda) de material superior a taxa de deposição, favorecida pelo relevo íngreme; c) dinâmica das planícies que recebem novos depósitos de aluvião com frequência; e d) material de origem resistente ou clima que desfavorece o intemperismo.

2.2.7 Nitossolo

A ordem dos Nitossolos foi inserida no SiBCS com o objetivo de englobar solos com gradiente textural inferior a 1,5 e com teor de argila no horizonte A maior que 35%, (Jacomine, 2005), com grande expressão do processo de iluviação caracterizado pela presença de cerosidade e/ou forte desenvolvimento de estrutura (FAO, 2006). São solos bem desenvolvidos em espessura, constituídos por material mineral, com horizonte B nítico e argila de baixa atividade, bem drenados, textura argilosa a muito argilosa, estrutura em blocos angulares e subangulares ou prismática de grau moderado ou forte, com superfícies brilhantes, que podem ser relacionadas à cerosidade ou superfície de compressão (EMBRAPA, 2006). O horizonte B nítico distingue-se do B textural pela cor, pelos teores de argila e, pela ausência de incremento de argila do horizonte superficial para o subsuperficial, ou seja, aumento que não ultrapasse a relação textural B/A de 1,5 (EMBRAPA, 2006). Porém, em ambos os horizontes diagnósticos pode-se observar na morfologia do horizonte B a cerosidade.

Estudando a morfologia e micromorfologia de solos com horizonte B nítico, Cooper & Vidal-Torrado (2005) observaram em Nitossolo Vermelho Eutroférico latossólico cor dominante vermelho-escuro, textura argilosa a muito argilosa, gradiente textural de 1,2, insuficiente para caracterizar B textural, cerosidade abundante com grau de desenvolvimento moderado e recobrindo toda a superfície do agregado. Entretanto, Vidal-Torrado (2001) destaca que a identificação dos Nitossolos depende fortemente da determinação do grau de expressão da cerosidade em campo, um atributo subjetivo. Esse fato requer pesquisas para redefinir atributos morfológicos importantes e de menor subjetividade para sua classificação.

Não há um processo pedogenético específico para explicar a morfologia dos Nitossolos, entretanto, sua formação pode ser atribuída aos processos de ferruginação e eluviação/iluviação. Segundo Duchaufor (1977), a ferruginação consiste na hidrólise dos minerais primários, seguida da lixiviação de bases e sílica com formação, de argila 1:1 (caulinita), predominantemente. Entretanto, esta remoção é menos intensa que no processo de ferratização, pois ainda pode ocorrer a formação de argila 2:1. Segundo o referido autor, a ferruginação é um processo intermediário entre a fersialização e a ferratização, sendo possível distinguir claramente dois estádios de desenvolvimento de solos ferruginosos: a) no primeiro estágio os solos ainda têm características muito próximas aos solos fersialíticos; b) no segundo estágio os solos apresentam características mais próximas aos solos ferralíticos (Duchaufor, 1977).

O segundo processo de formação dos Nitossolos consiste na eluviação/iluviação que, segundo Ahrens & Arnold (1999), ocorre devido mobilização e remoção de argila do horizonte superior para os de subsuperfície. Entretanto, para a formação dos Nitossolos, o processo de iluviação deve ocorrer com menor intensidade, para que não haja relação textural acima de 1,5. Sombroek & Siderius (1981) sugerem a utilização do termo nitização como o processo pedogenético responsável pela formação de tal classe. Segundo os autores, trata-se de um processo de formação secundário que consiste da micro-contracção e expansão da matriz do solo originando as superfícies brilhantes e a estrutura em blocos e, às vezes, compondo prismas. Em seguida, ocorre à homogeneização dos horizontes superficiais pela mesofauna do solo, resultando também em estruturas granulares ou em blocos subangulares (Cooper & Vidal-Torrado, 2005).

2.3 O Atributo Cerosidade na Classificação de Solos

Devido à importância da cerosidade na classificação dos Argissolos e Nitossolos no SiBCS, faz-se necessário entender os mecanismos responsáveis pela formação da cerosidade, pois, trata-se de um atributo diferencial, que ocorre nos horizontes B textural e B nítico. Segundo Moniz (2001) as transformações de B latossólico em B textural são comuns em nosso país, que proporciona condição favorável ao estudo da gênese dos solos que apresentam o processo responsável pela formação do B textural.

2.3.1 O termo cerosidade

Segundo Jacomine (2005) o termo cerosidade foi usado no Brasil, na década de 1960, para indicar a presença de películas de origem inorgânica, orientada ou não, revestindo as unidades estruturais e dentro dos poros e canais, resultantes da movimentação e/ou segregação de material coloidal inorgânico. Pesquisadores brasileiros consideraram a cerosidade uma feição similar ao “*clay skins*” (película de argila) utilizada no Soil Taxonomy para caracterizar revestimento de argila nos poros ou pedos do solo.

Na versão do Soil Taxonomy, lançada em 1975, o termo “*clay skins*” foi definido como feição pedogenética resultante do processo de iluviação de argilas, o qual deveria ser identificado e quantificado em lâminas delgadas, para caracterizar o horizonte argílico “*argillic*” (USDA, 1975). O termo “*clay skins*” faz uma inferência genética ao revestimento

de agregados por deposição de material coloidal iluviado em suspensão, indicando que as paredes dos agregados, ou dos poros, foram revestidas por esse material de tamanho argila (Santos, 2001). Segundo Brewer (1976), este fenômeno foi reconhecido no campo pelo seu brilho graxo e/ou forma irregular na superfície dos pedos. O autor afirma que o termo “*clay skins*” se torna impróprio para fenômenos decorrentes de mudanças na organização de materiais, por ser restrito a revestimento de argila, logo, alguns brilhos graxos nas superfícies dos pedos, provenientes de reorganização do material do solo, e não por revestimento, não poderiam ser chamados de “*clay skins*” e propôs o termo mais amplo “cutãs”. Esse termo era restrito ao processo de iluviação de argila e não estava relacionado com os conceitos de cutãs de estresse, difusão e intemperização (Brewer, 1976).

Na edição de 1999, o Soil Taxonomy deixa de utilizar o termo “*clay skins*” e as evidências de iluviação passam a ser indicadas pela presença de filmes de argila nas superfícies dos agregados, de argila orientada com pontes entre os grãos de areia, assim como, lâminas delgadas que apresentem mais de 1% de sua área com argila orientada (USDA, 1999). Entretanto, argila orientada e formação de pontes em grãos de areia não são indicativas de iluviação, pois é bastante comum a formação de pontes oriundas de argilas formadas *in situ*, ou mesmo por estresse (Santos, 2001).

Brewer (1964) utilizou o termo cutãs para abranger toda a diversidade de fenômenos associados com superfícies do material do solo, tais como: modificações de textura; estrutura ou tramas nas superfícies do material pedológico decorrente de concentrações plasmáticas, ou modificações *in situ* do plasma (separações plásmicas), podendo ser constituídos de qualquer substância componente da matriz do solo. Por força dessa definição, os cutãs associam-se as paredes de poros de grãos e superfície de agregados.

Mesmo sendo o termo cutãs bastante amplo, Brewer (1964) o dividiu de acordo a formação pedogenética, já que revestem vários tipos de superfícies e apresentam origens diversas. Segundo o autor, os cutãs de iluviação são originados por deposição de material transportado em suspensão ou solução; cutãs de difusão são aqueles decorrentes de concentração por difusão de material em solução; e os cutãs de tensão ou concentração são aqueles decorrentes de reorientações do plasma por efeito de forças diferenciais, como no caso da contração e expansão, que quando acompanham uma rede de fissuras constituem os “*slickensides*”. Mermut & Pape (1971) criaram, ainda, o conceito de cutãs de intemperização caracterizados pela manifestação da anisotropia óptica (birrefringência de forma), resultante da formação *in situ* de argilas a partir da intemperização de minerais com clivagem basal, como as biotitas.

Para Resende et al. (2002), os cutãs referem-se à acumulação, diferenciação textural ou de produtos solúveis e estão relacionados com os poros ou grãos do esqueleto ou agregado. Segundo Bullock et al. (1985), os cutãs denominados de argilãs são constituídos, principalmente, por argilominerais. Segundo Castro (2002), os cutãs de iluviação e difusão resultam de concentrações plásmicas (acumulações absolutas ou relativas), enquanto os cutãs de tensão ou concentração resultam de separações plásmicas (reorientações do plasma). É importante assinalar que cutãs de iluviação, por definição, recobrem as paredes dos poros condutores hídricos (funcionais), têm orientação forte e contínua além de limite muito nítido entre o cutã e a parede do poro.

Bullock et al. (1985) referem-se ao termo preenchimento ao lado de revestimento como uma das manifestações das pedofeições texturais. Segundo Santos (2001), a identificação das feições micromorfológicas que indicam iluviação de argila, hoje em dia, são restritas ao conceito de preenchimento. Para o autor, argila iluvial sempre preenche espaços vazios e o fato de revestir grãos, paredes dos poros ou superfícies dos agregados é consequência do revestimento. Este preenchimento apresenta morfologia similar à da feição

identificada como “*clay skins*”, com aspecto de cera derretida, escorrida e solidificada, entretanto não apresenta o caráter de película ou revestimento implícito na definição.

2.3.2 A cerosidade e a definição de classes de solos

Alguns critérios do B textural e parte do conceito de cerosidade foram derivados do Soil Taxonomy (USDA, 1975) e adaptados no SiBCS (EMBRAPA, 2006). Segundo o Soil Taxonomy, o horizonte “*argillic*” deve apresentar argila orientada com pontes entre grãos, filme de argila revestindo os poros ou às superfícies dos pedos, ou presença de argila orientada em mais de 1 % da superfície da lâmina delgada (USDA, 2006).

De acordo com o Soil Taxonomy (USDA, 1999), a gênese do horizonte “*argillic*” requer alguns milhares de anos e a grande maioria desses horizontes está ligada ao Pleistoceno e sob cobertura de floresta, por isto acredita-se que a fauna e a flora exercem forte influência na taxa de desenvolvimento ou grau de expressão desse horizonte. O clima também é um fator importante, pois poucos ou nulos são os exemplos de formação desse horizonte em locais com regime de umidade constante, sendo comum a sua formação em locais com períodos alternados secos e úmidos (USDA, 1999). A diferenciação textural do horizonte argílico é resultado de um ou mais processos que agem simultaneamente ou consecutivamente, entretanto o grau de atuação desses processos pode variar, podendo tornar a iluviação significativa em determinado local e obscura em outros, por alterações *in situ* (FAO, 2006).

Nem todos os processos que ocorrem na formação do horizonte “*argillic*” são conhecidos ou compreendidos, mas o Soil Taxonomy (USDA, 1999) cita os mais estudados: a) eluviação e iluviação da argila - determinada pela quantidade de argila levada em suspensão para os horizontes subsuperficiais por movimentos verticais e/ou laterais; b) erosão seletiva - devido à superfície inclinada do terreno as partículas mais finas dos horizontes superficiais são desagregadas e transportadas, ocasionando a concentração da fração grossa no solo; c) formação de argila *in situ* - a diferenciação é aumentada em alguns solos quando a superfície do horizonte seca, entretanto a camada subsuperficial permanece úmida, logo a presença da água permite a hidrólise e a produção subsequente da argila; d) destruição da argila - ocorre em consequência do processo de ferrólise, que consiste em uma sucessão de ciclos repetitivos da fase oxidativa, na qual o ferro ferroso é submetido à oxidação, produz hidrogênio trocável que ataca e destrói os silicatos e na fase redutiva o Fe^{+2} desloca cátions trocáveis, que são lixiviados, dando origem a um horizonte com baixa capacidade de troca de cátions e com baixos teores de argila.

Birkland (1974) cita que um dos processos de formação do horizonte Bt é a translocação de argila em suspensão na água de percolação, que se acumula no horizonte B devido à floculação nos poros, através dos quais a água se move, assim como, as argilas formadas *in situ* pelo intemperismo de minerais no horizonte B. Segundo o autor, as argilas encontradas no horizonte B são formadas pelos três processos, mas a importância relativa de cada um deles varia com o tipo de solo. De acordo com Eswaran & Sys (1979), a formação do horizonte “*argillic*” resulta dos processos de dispersão, translocação e acumulação, dando ênfase à presença de cutãs como característica principal para a classificação desse horizonte. Fedoroff & Eswaran (1985) afirmam que a presença de cutãs de iluviação no horizonte B é uma das principais características para classificá-lo como horizonte “*argillic*”. Segundo a Food and Agriculture Organization (FAO) (2006), o horizonte “*argillic*” apresenta diferenciação de textura devido à acumulação iluvial de argila; formação pedogenética predominante de argila no horizonte subsuperficial; destruição da argila no horizonte em superfície; erosão superficial seletiva da argila; acúmulo no horizonte superior de partículas mais grossas devido à contração e expansão do solo; atividade biológica; uma combinação de dois ou mais destes processos diferentes.

Para identificar horizonte “*argillic*” (Bt) no campo, Fedoroff & Eswaran (1985) relatam três características, das quais uma ou mais podem ser utilizadas. São elas: presença de horizonte eluvial acima do horizonte Bt, presença de estrutura primária com estrutura secundária ou terciária em blocos e ausência de microgrânulos característicos dos Latossolos. Segundo estes autores, o aumento de argila nos horizontes Bt pode se originar de: a) material transportado e misturado no solo; b) material intemperizado; c) material fino iluviado e misturado pela fauna do solo; d) material herdado de horizonte óxico; e) feições pedológicas na forma de cutãs de iluviação ou preenchimentos, indicando a presença de argiluviação; f) fragmentos de feições argilosas, provavelmente, herdadas do material de origem, formadas quando o horizonte foi perturbado ou transportado; g) de feições pedológicas perturbadas correspondentes a argiluviação em épocas passadas.

No sistema de classificação World Reference Base for Soil Resources (WRB), o critério de propriedade nítico se assemelha ao horizonte B nítico do SiBCS. O horizonte “*nitic*”, segundo a (FAO, 2006), é um tipo especial de horizonte “*argic*” com propriedades específicas como: grau de estrutura moderada a forte desenvolvida; aspecto brilhante na superfície dos pedos, que se pode atribuir parcialmente a iluviação de argila; elevada quantidade de ferro ativo e mineralogia caulínica. A classe dos Nitisols fundamenta-se no comportamento físico-hídrico diferenciado ao dos solos com gradiente textural significativo e dos Ferralsols (FAO, 2001).

Estudando Nitisols no Quênia, Sombroek & Siderius (1976) não identificaram um processo específico para a formação destes solos, pois os processos responsáveis pela formação de *Ferralsols e Acrisols / Nitisols*, respectivamente, ferralitização e argiluviação não explicavam satisfatoriamente a morfologia e características dos Nitisols. Para explicar a gênese desses solos, os autores salientaram a ocorrência de agregados em blocos muito estáveis e suas superfícies brilhantes características, mas, a informação existente para a formação dos agregados em forma de blocos é pouco conclusiva. A ocorrência de superfícies lisas e brilhantes devido à argiluviação parece altamente improvável, não só por sua ocorrência nas partes mais profundas do perfil, mas também pela sua composição (óxidos de ferro e manganês). Segundo os referidos autores, a formação destas superfícies resultaria em processos de difusão causando concentrações de plasma na forma de cutãs compostos (ferrãs, mangãs), localmente cobertos por argilãs, o que, no entanto, não condizia com as condições aeróbicas nas quais os Nitisols se encontravam. Sombroek & Siderius (1976) afirmam que atribuir a formação das superfícies a estresse na matriz do solo não explicaria a concentração dos óxidos, pois estes se movem dentro da matriz dos agregados sob drenagem livre.

Segundo Creutzberg & Sombroek (1987), o horizonte nito-argílico é caracterizado pelos “*lepto-coatings*”, que resultam da reorganização local (estresse) da argila orientada anteriormente, depositada dentro do horizonte. Os autores citados destacam como características indicativas dos processos que originam os Nitossolos, a presença de alguns poucos ferri-argilãs de iluviação e maior abundância de “*lepto-coatings*” nos poros, porém a natureza exata das superfícies brilhantes nos pedos é ainda incerta (exudação, metalização, cisalhamento e/ou iluviação), assim como, a origem da forma dos pedos. Nettleton et al. (1969) observaram vários solos que apresentavam acúmulo de argila no horizonte B e cerosidade no campo e que não apresentavam cutãs de iluviação nas lâminas delgadas. Os referidos autores atribuíram à formação de argilas orientadas *in situ* pela ação de ciclos de umedecimento e secagem (“*stress cutans*”), sendo que estes mesmos processos de expansão e contração podem provocar a destruição dos cutãs de iluviação, ou não formar superfícies de pedos suficientemente permanentes para permitir o acúmulo e formação destes. Segundo Sombroek (1986), solos com horizonte argílico apresentam um conjunto específico de propriedades morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas além do mero incremento de argila, que permitem distinguir os vários tipos de horizontes argílicos.

2.3.3 O atributo cerosidade no SiBCS

A partir de década de 1980, observou-se que alguns solos classificados no Brasil como Terra Roxa Estruturada apresentavam na sua morfologia de campo superfícies brilhantes (superfícies níticas), porém alguns solos não demonstravam feições micromorfológicas associadas ao processo de iluviação de argila (Jacomine, 2005). Ainda, verificou-se que as propriedades e padrões dos solos com argila iluvial não são similares àqueles que têm organizações de argila por estresse, ou difusão e os que apresentam feições devidas à intemperização dos minerais primários com formação de argila *in situ* (Santos, 2001).

Diante desses fatos, o termo cerosidade é ampliado, conforme descrito no SiBCS (EMBRAPA, 1999), incluindo feições além daquelas, que se relacionam às películas de argila recobrando agregados ou dentro de poros (Jacomine, 2005). A definição contida na primeira edição do SiBCS refere-se à cerosidade como “*películas finas de material inorgânico de natureza diversa, orientada ou não, constituindo revestimento ou superfícies brilhantes nas faces dos pedos, poros, ou canais, resultantes da movimentação ou segregação de material coloidal inorgânico menor que 0,002 mm.*”

Segundo o Manual de Descrição e Coleta de Solos no Campo (Lemos & Santos, 1996), a cerosidade engloba o aspecto brilhante e ceroso que revestem as faces da superfície das unidades estruturais do solo. Vidal-Torrado (2001) afirma que esta definição expressa uma interpretação genética única para o aspecto brilhante e ceroso, porém nem todo aspecto brilhante na superfície dos agregados é oriundo de material iluvial. Ainda segundo o autor citado, outro conflito de definição do manual é expresso entre as superfícies de compressão, que são definidas como superfícies lisas e brilhantes, decorrente da compressão da massa do solo causada pelo processo de expansão. Esta definição não se distingue da definição de cerosidade, pois ambas são superfícies mais lisas que a matriz do solo e brilham, logo não há como separar superfícies de compressão de cerosidade (Vidal-Torrado, 2001).

No SiBCS (EMBRAPA, 2006) a cerosidade é definida como: “concentração de material inorgânico, na forma de preenchimento de poros ou de revestimentos dos agregados, ou de partículas de frações grossas, que apresentam aspecto lustroso e brilho graxo”. Estas características que são observadas em campo, também podem ser notadas micromorfológicamente, correspondendo ao revestimento de argilãs de iluviação ou argilãs de estresse (EMBRAPA, 2006). A versão 2006 do SiBCS, também compreende as feições com pouco brilho, observadas nas superfícies dos agregados, porém não constituem revestimento.

Segundo Jacomine (2005), quando bem desenvolvida, a cerosidade é facilmente perceptível, apresentando aspecto lustroso e brilho graxo, sendo os revestimentos usualmente livres de grãos desnudos de areia e silte. Geralmente, a cerosidade, quando resultante de iluviação de argila, contrasta com a matriz sobre a qual está depositada, tanto na cor como em brilho. Segundo Resende et al. (2002), a cerosidade (cutã e argilã) se trata de revestimento de um filme de argila na superfície dos agregados estruturais e dentro de poros e canais dos horizontes subsuperficiais. Ainda segundo o autor, a atividade biológica tende a destruir a cerosidade, logo em solos ricos em óxidos de Fe e Al a cerosidade permanece mais na parte inferior do perfil onde a atividade biológica é menor.

De acordo a EMBRAPA (2006), o horizonte nítico apresenta na superfície dos agregados aspecto brilhante (cerosidade) de quantidade e grau de desenvolvimento, no mínimo, comum e moderada. A classe dos Nitossolos que abrange um tipo especial de B textural definido por agregação em blocos no horizonte B, relação textural inferior a 1,5, horizonte B bem desenvolvido quanto ao desenvolvimento da estrutura e cerosidade, e para os Nitossolos Brunos admite-se superfície pouco reluzente (superfície de compressão).

Na descrição morfológica, a cerosidade deve ser descrita conforme o seu grau de desenvolvimento (fraca, moderada e forte) e quanto à sua ocorrência (pouco, comum e abundante) e segundo Vidal-Torrado (2001), a falta de definição dos aspectos quantitativos na

descrição para ocorrência e intensidade de cerosidade é outro aspecto que contribui para subjetividade durante a descrição. Entretanto, o autor citado sugere que a terminologia para ocorrência permaneça e à intensidade deve ser estimada quantitativamente as superfícies reluzentes em: pouca (< 30% da superfície dos agregados), comum (de 30 a 50% da superfície dos agregados) e abundante (> 50% da superfície dos agregados).

Segundo Jacomine (2005), a identificação da cerosidade em campo tem sido contraditória entre os pedólogos, devido à grande subjetividade na avaliação da sua quantidade e distinção. Ainda, segundo o referido autor, tratando-se dos Nitossolos Brunos a polêmica aumenta, visto que possuem horizonte B com superfícies foscas, em vez de reluzentes, como ocorrem nos demais Nitossolos. Segundo Santos (2001), as feições com aspecto lustroso representam processos pedogenéticos diversos, alguns não conhecidos, como os finos filmes nos pedos dos Nitossolos que não têm feições definidas pelos estudos micromorfológicos e, desta forma, também não podem ser quantificados.

Para Cooper & Vidal-Torrado (2005), a maior controvérsia reside nos critérios taxonômicos utilizados para classificação dos Nitossolos, pois um grupo de pesquisadores sugere a estrutura, consistência e cerosidade como características importantes para definir a classe dos Nitossolos. Enquanto, outro grupo considera a distribuição da argila ao longo do perfil, o teor de argila e a estrutura como as mais importantes características, pois consideram que a dificuldade quanto à conceituação e identificação da cerosidade no campo é um entrave para sua utilização na classificação deste solo.

Diante da subjetividade e dificuldade de padronizar a descrição de cerosidade, autores como Santos (2001), discutem que não se pode utilizar terminologias que representem uma diversidade de aspectos e que influenciam de forma diversa o comportamento do solo. Para Moniz (2001), a cerosidade não deve ser empregada em nível de ordem e sim em papel de coadjuvante, no mesmo nível das demais superfícies brilhantes que recobrem a superfície dos solos, como parte de um processo maior, da formação da estrutura do solo. Entretanto, autores como Jacomine (2005) defendem que a cerosidade não deve ser eliminada como atributo diagnóstico, pois é um atributo importante para distinguir os horizontes B textural, B nítico, B latossólico e B câmbico, sendo critério auxiliar para definir as classes dos Argissolos, Chernossolos, Luvisolos, Nitossolos, Latossolos e Cambissolos.

Vidal-Torrado (2001) afirma que feições fáceis de serem observadas como as superfícies reluzentes, quer seja, sua origem por iluviação, segregação ou pressão são procuradas durante uma descrição morfológica, como indicativa de processos ocorridos no solo. Ainda, segundo o referido autor, superfícies reluzentes seria o termo mais adequado visto que, cerosidade gera confusão e não pode ter conotação genética, portanto deve-se padronizar melhor essa descrição, mantendo a classe dos Nitossolos, uma vez que separa solos argilosos, com grau moderado a forte de agregação e com superfícies reluzentes, que teriam comportamento mais próximo do observado na antiga classe Terras Roxas Estruturadas que nos Latossolos.

Estudando a morfologia, micromorfologia e atributos físico-hídricos de Nitossolos, Cooper e Vidal-Torrado (2005), observaram que horizontes com atributos de Latossolo, porém com estrutura em blocos de grau moderado e cerosidade moderada e comum, têm comportamento físico-hídrico similar ao dos horizontes B níticos mais desenvolvidos. Entretanto, aqueles que têm estrutura com o mesmo grau de agregação e com menor grau de desenvolvimento de cerosidade tiveram padrão físico-hídrico de horizonte B latossólico. Portanto, os autores justificam o uso desses atributos morfológicos na diferenciação entre horizontes B níticos e B latossólicos.

2.4 Alterações Geoquímicas e Pedogênese

Segundo Lange et al. (1960), as rochas podem ser divididas em ígneas, metamórficas e sedimentares de acordo a sua classificação genética, que baseia-se no processo de formação.

Nummer (1996) definiu a litoestratigrafia do Domínio Paraíba do Sul em áreas de mapeamento que são compostos por biotita gnaisse, hornblenda gnaisse, biotita muscovita gnaisse, microclina gnaisse porfiroclástico e ígneas ácidas e básicas intrusivas. Segundo o autor citado, a unidade biotita gnaisse, finamente bandeado e homogêneo, é composta por variedades enriquecidas localmente em biotita, hornblenda, alumino-silicatos e minerais opacos, compondo-se de cerca de 13% de microclina, 36% de biotita, 17% de quartzo e 34% de plagioclásio.

O gnaisse, por ser uma rocha metamórfica proveniente da transformação do granito, apresenta mineralogia, predominantemente, de feldspatos, micas e quartzo, com no mínimo 20% de feldspato em volume, com segregação dos minerais claros e escuros em bandeamentos alternados (Ruberti, et al., 2000). De forma mais abrangente, o gnaisse, é caracterizado pela composição quartzo-feldspática e pela foliação gnáissica (Popp, 1998).

Segundo Pirsson (1952), as rochas metamórficas podem ser originárias de rochas sedimentares (parametamórficas), de rochas ígneas (ortometamórfica) ou mesmo de outras metamórficas, que sofreram algum tipo de transformação. Essas rochas quando presentes no interior da crosta terrestre serão expostas a elevadas temperaturas, grandes pressões e as condições químicas reinante (fluidos químicos), podem ter alterada a sua mineralogia e textura, entretanto a intensidade destas transformações será determinada pelo grau do metamorfismo da rocha (Bigarella et al., 1994). Segundo Ruberti et al. (2000), a composição mineralógica da rocha metamórfica depende da natureza de seu protólito e das condições metamórficas sob as quais foi gerada. De acordo com Spry (1974), as rochas metamórficas de baixo grau de metamorfismo podem preservar algumas características originais como a mineralogia, textura e estrutura, que permitem determinar a natureza do seu protólito. Já nas rochas submetidas a elevado grau de metamorfismo, suas feições originais são geralmente destruídas, tornando difícil à determinação da natureza das rochas de origem (Fujimori, 1990).

De acordo com Nummer (1991), além das rochas metamórficas no Domínio Paraíba do Sul também ocorrem rochas ígneas como os diques ou sills de diabásio, gabros e gabro-noritos, não deformados, com idade provável mesozóica. Segundo Bigarella et al. (1994), as rochas ígneas são provenientes do magma que migra das profundidades do planeta em direção à crosta, favorecendo o resfriamento do magma, com conseqüente cristalização dos minerais, numa seqüência determinada e de acordo com o limite de temperatura. A composição geoquímica dessas rochas varia amplamente devido à localização da formação do magma, o qual se originado do manto superior terá composição química básica e se formado na crosta inferior continental será mais ácido (Faure, 1991). Portanto, as rochas formadas pela cristalização do magma variam na composição mineral e podem ser divididas em: a) rochas ácidas, com mais de 66% de sílica; b) intermediárias, com teor de sílica intermediário entre 66 a 52%; c) básicas, com 52 a 45% de sílica e d) ultra básicas, com menos de 45% de sílica total (Pirson, 1952).

As rochas ígneas ácidas apresentam em sua composição, minerais como os plagioclásios cálcio-sódicos, feldspatos potássicos, feldspatos potássicos, quartzo e muscovita, enquanto as rochas básicas apresentam, principalmente, olivina, piroxênios, anfibólios e biotita (Lange et al., 1960). Segundo Ernest (1988), as rocha básicas apresentam teores reduzidos de sílica, resultando em aumento no teor dos demais elementos, principalmente, Mg, Fe e Ca, com conseqüente abundância de silicatos ricos nesses elementos. A riqueza em sílica nas rochas ácidas resulta na cristalização do quartzo, que representa o excesso de sílica, ou sílica livre, não incorporado na estrutura dos demais minerais silicatados como os feldspatos e feldspatóides (Szabó et al., 2000).

Magmas semelhantes podem originar rochas que se formam no interior, ou na superfície da crosta e com a mesma composição química, entretanto ocorrem diferenças na textura (Szabó et al., 2000). Quando o magma se resfria na superfície da crosta, devido ao extravasamento, é favorecida a rápida cristalização dos minerais, em curto intervalo de tempo, com conseqüente formação de minerais diminutos e formando as rochas vulcânicas (basalto) (Lange et al., 1960). A rocha plutônica (gabro) é formada quando resfriada lentamente dentro da crosta, onde a perda de calor do magma é favorecida e sua consolidação perdura por longo tempo, desenvolvendo minerais de maior dimensão (Nowatzki & Zeltzer, 1979). Segundo Bigarella et al. (1994) apesar do gabro e do basalto serem formados em diferentes profundidade da crosta, eles apresentam semelhante composição química e as diferenças entre essas rochas consistem na granulométrica de seus minerais. O basalto é classificado como rocha ígnea vulcânica e ocorre em extensos derrames na Bacia do Paraná, porém, localmente, pode formar pequenos diques ou sills (Leinz & Amaral, 1989). Segundo Bigarella et al. (1994), o basalto tem sua composição dominada por plagioclásio (geralmente labradotita), piroxênio, olivina e magnetita, além de vários minerais acessórios. O gabro, correspondente plutônico do basalto, é formado a grandes profundidades, tem teor de sílica entre 45 e 55% e mineralogia composta, principalmente, por plagioclásio cálcio-sódicos, (geralmente labradorita), piroxênio (augita e/ou hiperstênio) e frequentemente, olivina (Bigarella et al., 1994). O quartzo também pode estar presente em pequenas quantidades, como mineral acessório, juntamente como a hornblenda, magnetita e ilmenita (Nowatzki & Zeltzer, 1979).

De acordo com Zonn (1986), a direção dos processos pedogenéticos no solo será definida em função das variações das alterações geoquímicas que podem ocorrer no material de origem, assim como, da sua mineralogia. Durante a evolução dos solos a alteração geoquímica proporciona modificações químicas definitivas nos constituintes dos solos (minerais e orgânicos), contribuindo para formação de novos minerais (Tan, 1998). Durante estas alterações várias reações são envolvidas como: hidratação, desidratação, hidrólise, oxidação, redução e carbonatação (Birkeland, 1974). Segundo Fanning et al. (1989), a alteração geoquímica dos feldspatos, de acordo as condições ambientais (clima e relevo), segue três vias: a) altera-se para montmorilonita quando originada de rocha basáltica em clima semi-árido e/ou por drenagem ineficiente; b) altera-se para caulinita quando a remoção de bases é eficiente; c) altera-se para gibbsita quando o intemperismo é bastante intenso. Os piroxênios tendem a dissolver durante o processo de intemperismo liberando sílica (Fanning et al., 1989). Segundo McCaleb (1959), a biotita se intemperiza mais rapidamente que a muscovita, alterando-se em vermiculita e posteriormente, em caulinita e óxidos de Fe e Al. Segundo Fanning et al. (1989), as micas se alteram em minerais expansíveis 2:1 (vermiculitas e esmectita) na presença de íons de cálcio e magnésio. De acordo esses autores, as micas parcialmente transformadas em minerais 2:1 apresentam-se interestratificadas com outros minerais. De acordo com Dixon & Weed (1989), a alteração da mica pode ser reversível desde que haja suficiente potássio para substituir os íons de Ca e Mg e reconstruir a estrutura original da mica. Segundo os referidos autores, a sequência mica → illita → vermiculita → montmorilonita, também expressa à alteração da mica, entretanto a fase illita é o termo empregado para a mica pobre em K, com mais água estrutural que as micas normais. A vermiculita é também frequente, porém em teores baixos, enquanto a montmorilonita tem ocorrência escassa, sendo a caulinita o principal produto da decomposição da mica, seguido da gibbsita como produto final encontrado no solo (Kämpf & Curi, 2003).

Andrade (1990), estudando uma sequência de solos argilosos no complexo da Amazônia Ocidental, observou na mineralogia da fração argila, caulinita e óxidos de ferro, assim como, minerais acessórios de muscovita e vermiculitas-cloritizadas. A distribuição das micas e dos minerais cloritizados dava-se ao longo de todo o perfil, entretanto, Fanning & Keramidas (1977) afirmam que as micas ocorrem em profundidade no solo porque parecem

ser herdadas do material de origem e a maior intensidade do intemperismo na superfície, altera esse mineral. Para formação destes argilominerais é necessário intemperismo ativo para liberar Al, a ser incorporado nas entre camadas, ambiente moderadamente ácido e baixo teor de matéria orgânica para evitar a complexação do Al, umedecimento e secagem frequentes (Kämpf & Curi, 2003). De acordo os referidos autores, a formação dos minerais 2:1 tende a evitar a formação do alumínio livre e assim, exerce a ação inibidora na formação da gibbsita.

Ghidin et al. (2006a), estudando topossequências de Latossolos no Estado do Paraná, verificaram que embora exista pequena diferença entre as rochas basalto e andesito-basalto, ambas formaram Latossolos com textura muito argilosa, evidenciando a intensa alteração do material de origem. O basalto apresenta coloração preta, brilho resinoso, com predomínio de plagioclásios, piroxênios, magnetita e presença de alguns minerais secundários como a clorita esverdeada e óxidos de ferro. O andesito-basalto pórfiro, que é de natureza intermediária, logo, um pouco mais ácido que o basalto, tem coloração cinza-clara a cinza escura, apresentando predomínio de plagioclásios, piroxênios, opacos e quartzo. Segundo os autores citados, o Latossolo Vermelho originado do basalto vacuolar, apresentou maior teor de ferro, quando comparado ao Latossolo Bruno, derivado do andesito-basalto.

Albuquerque Filho et al. (2008), avaliando a gênese de solos de morfologia latossólica e caráter câmbico em Minas Gerais, observaram que nas encostas dissecadas os solos formados apresentavam marcante influencia do material de origem, com frequente ocorrência de fragmentos de rochas de diferentes estádios de decomposição em meio à massa latossólica. Nas seções da encosta onde havia presença dos fragmentos de mineralogia feldspática potássica e minerais máficos estes constituíam uma reserva química de grande valor para a fertilidade dos solos. Moreira & Oliveira (2008), estudando a gênese de Plintossolo em Goiás, concluíram que a saturação por base superior a 50% encontrada no solo deveu-se a herança do material de origem, pela alteração de rochas metabásicas. Vidal-Torrado et al. (2006) verificaram que o domínio de Mg no complexo de troca do solo se deve a presença de minerais intemperizáveis ricos em Mg nas diferentes frações, inclusive na argila, onde estão protegidos ou oclusos pelos óxidos de ferro.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização e Caracterização do Meio Físico

A área de estudo localiza-se no município de Pinheiral, situado na região do Médio Vale do Paraíba Fluminense, no sul do Estado do Rio de Janeiro, abrangendo 81 km² de área, inserida entre as latitudes de 22° 29' 03'' e 22° 35' 27'' S, longitudes de 43° 54' 49'' e 44° 04' 05'' W, conforme ilustra a Figura 1. O município está inserido na microbacia do Ribeirão do Cachimbal, que faz parte da bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (Oliveira, 1998).

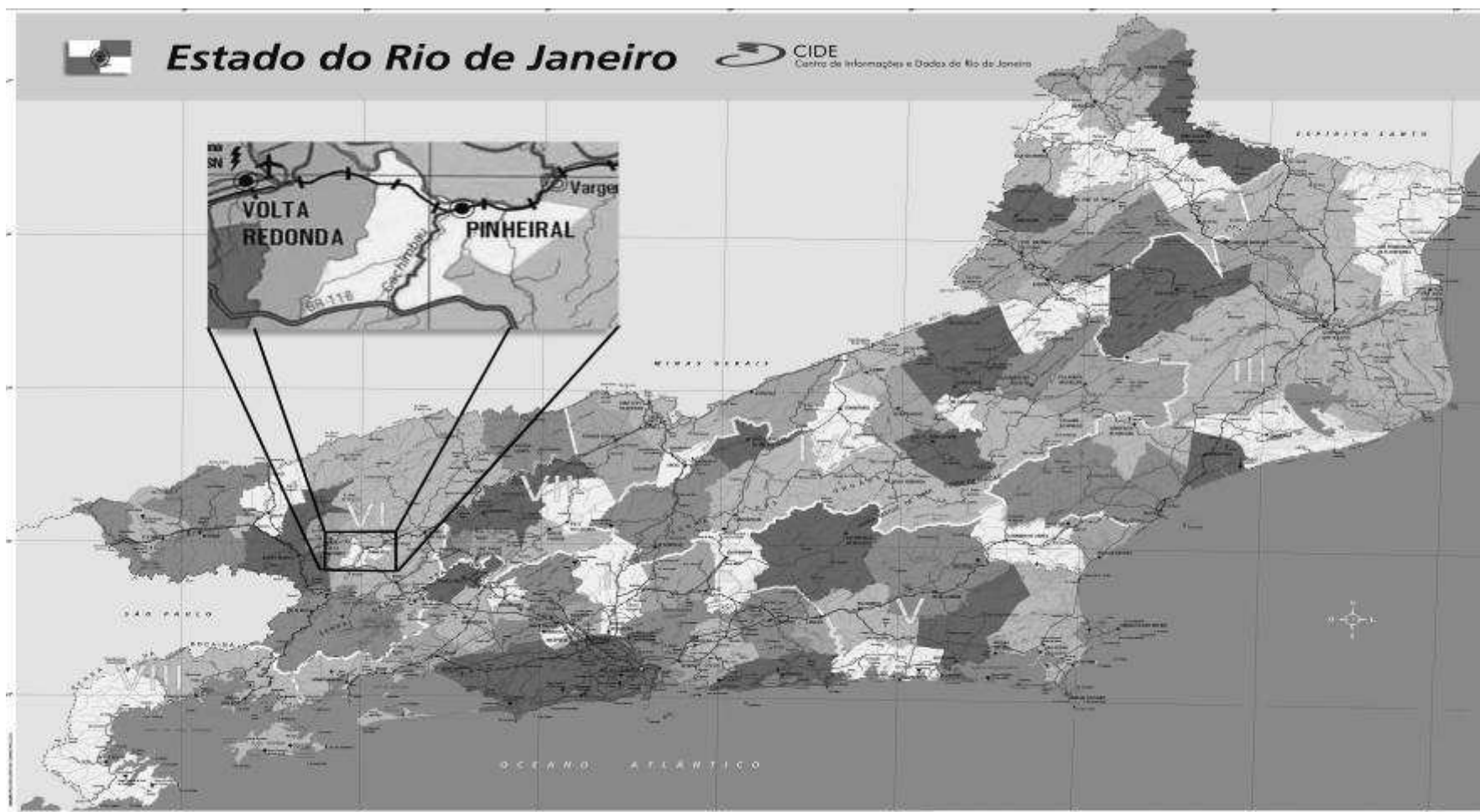


Figura 1. Localização da área de estudo no Estado do Rio de Janeiro. (Fonte: CIDE- Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro).

3.1.1 Clima da região

De acordo com a classificação de Köppen (1948) o clima foi definido como Cwa-temperado de inverno seco e verão chuvoso, e como Am - tropical chuvoso, de monção, com inverno seco, respectivamente, segundo dados da Estação Meteorológica de Pirai e da Estação Ecológica de Pirai (Oliveira, 1998). Na classificação de Thornthwaite (1955), o clima é úmido, com pouco ou nenhum déficit hídrico, megatérmico, com calor bem distribuído o ano todo.

Dados obtidos pelo Projeto RADAM/BRASIL (1983) indicam que a precipitação média anual varia de 1300 a 1500 mm, com excedente hídrico de 100 a 150 mm mensais de dezembro a março e pequena deficiência hídrica de julho a setembro. A evapotranspiração real é de 1058 mm e a potencial de 1176 mm. A evaporação varia entre 60-80 mm no outono e 80-100 mm no restante do ano. A temperatura média anual é de 20,9°C.

Dados da antiga Estação meteorológica de Pirai (Tabela 1), mostrados por Oliveira (1998), indicam que a região possui precipitação anual em torno de 1308 mm, umidade relativa do ar acima de 80% e temperatura anual de 20,9°C.

Tabela 1. Normais climatológicas do município de Pirai (RJ).

Fatores Climáticos	Verão	Outono	Inverno	Primavera	Total Anual	
Média	23-24	18-20	18-19	21-23	20,9*	
Temperatura (°C)	Média das Máximas	30-33	25-28	25-26	27-30	30-33
	Média das Mínimas	12-14	17-19	12-13	19-20	12-13
	Máx. e Mín. Absoluta	38,4	-	-	-	-
Umidade Relativa do Ar (%)	80	84-87	80	80	80	
Nebulosidade (mm)	80-100	60-80	80-100	80-100	80-100	
Precipitação Média Mensal (mm)	192	78	47,5	154	1308*	

Fonte: Oliveira (1998); *Dados da Estação Meteorológica de Pinheiral.

3.1.2 Geologia e relevo

A geomorfologia indica domínio das faixas de dobramentos remobilizados cuja formação deve-se a fenômenos tectônicos. As colinas colmatadas são frequentes e fazem a interface entre 'graben-horst' que caracterizam o sistema Paraíba do Sul (Projeto RADAM/BRASIL, 1983). A formação morfoestrutural explica o relevo acidentado que caracteriza a feição geomorfológica conhecida como "Mar de Morros" (Ab' Sáber, 1996) e a formação de diversos vales estruturais, que conformam uma rede de drenagem diversificada (Oliveira, 1998).

Na região há predomínio de rochas com distintos graus de metamorfismo. A área em estudo possui dois fortes domínios estruturais caracterizados por foliação de mergulho para NW e SE. Quanto à geologia local, Nummer (2001) subdividiu as rochas da região de Pinheiral nos seguintes litotipos: ortogneisses, biotita gnaiss, hornblenda-biotita gnaiss e granada moscovita-biotita gnaiss, milonitos, granodiorito-tonalito. Ocorrendo, ainda, em menor extensão, diques ou *sills* de diabásio (Figura 2), gabros e gabro-noritos, não deformados, com idade provável mesozóica (Nummer, 1991). As principais rochas constituintes são os gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita biotita gnaiss e as intrusões diabásicas (Projeto RADAM/BRASIL, 1983).

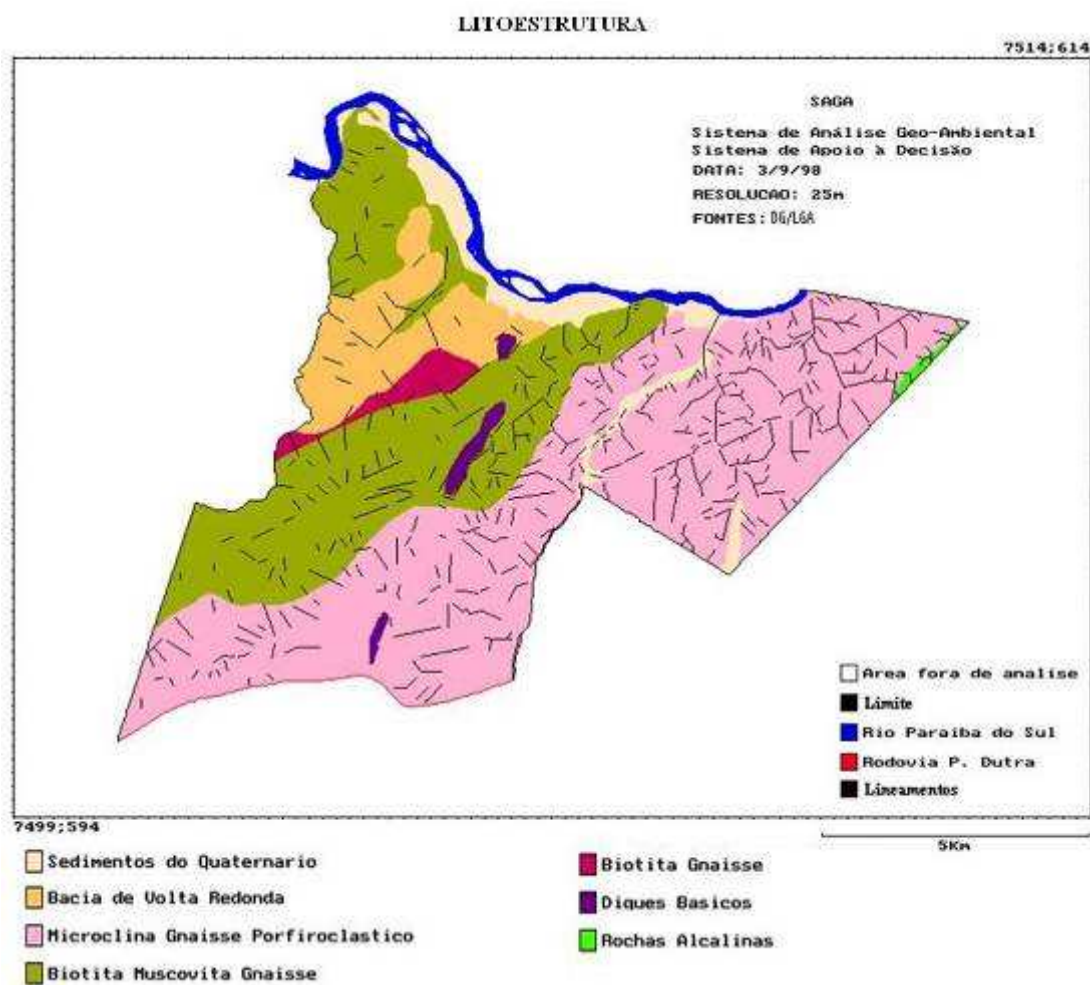


Figura 2. Mapa Litoestrutura do município de Pinheiral-RJ. (Fonte: Goes & Ferreira, 2006)

Segundo Oliveira (1998), o município de Pinheiral apresenta relevo acidentado, com cotas altimétricas que variam de 360 m nas várzeas do Paraíba do Sul, foz do Ribeirão do Cachimbal, a 720 m a Serra do Arrozal. O autor afirma que nas áreas de abrangência do Ribeirão do Cachimbal há predomínio de encostas com declividades variadas (72%), poucas áreas de topos de morros aplainados (5,7%) e várzeas estreitas (22,3%) nos vales estruturais da bacia e às margens de seu canal principal.

3.1.3 Classes de solos

Em levantamento de reconhecimento de solos realizado no município de Pinheiral, em escala 1:10.000 (UFRRJ; EMBRAPA/CNPF & UFF/CANP, 1998), as unidades de mapeamento identificadas foram: a) nas elevações - Argissolos (Podzólico Vermelho-Amarelo), Latossolo Amarelo, Cambissolo Háptico e Argissolo Acinzentado (Podzólico Vermelho-Amarelo planossólico); e b) nas áreas de baixada - Gleissolo (Glei Húmico). A região de estudo apresenta variedade de solos, característica comum em ambientes de “Mar de Morros”, devido às diferentes condições na formação dos solos que o relevo acidentado proporciona. Segundo Ab’Sáber (1970), predominam nas vertentes e interflúvios (colina entre dois vales) dos morros arredondados, os solos do tipo Podzólico Vermelho Amarelo (atual classe dos Argissolos) e os Latossolos. No terço médio da encosta podem ocorrer solos mais jovens como os Cambissolos e nas baixadas, os Neossolos Flúvicos, Gleissolos e Planossolos (UFRRJ; EMBRAPA/CNPF & UFF/CANP, 1998).

3.1.4 Vegetação e uso atual

O município está inserido na região de influência da Mata Atlântica, com vegetação original denominada de Floresta Pluvial Baixo Montana. Segundo Menezes (1999), no período colonial, as matas nativas foram substituídas pela cultura do café, entretanto ao longo dos anos essas áreas de cafezal foram abandonadas ou substituídas por pastagens. Segundo o autor citado, atualmente há predomínio de pastagens implantadas, principalmente, com *Brachiaria* spp e também pastagens mistas de capim gordura (*Melinis minutiflora*), capim jaraguá (*Hyparrhenia rufa*), sapê (*Imperata Brasiliensis*), capim rabo-de-burro (*Andropogon bicornis*), grama batatais (*Paspalum notatum*) e leguminosas nativas. Há também, registro de fragmentos de matas nativas, muitas delas com vegetação secundária em estágios variáveis de regeneração (Figura 3).

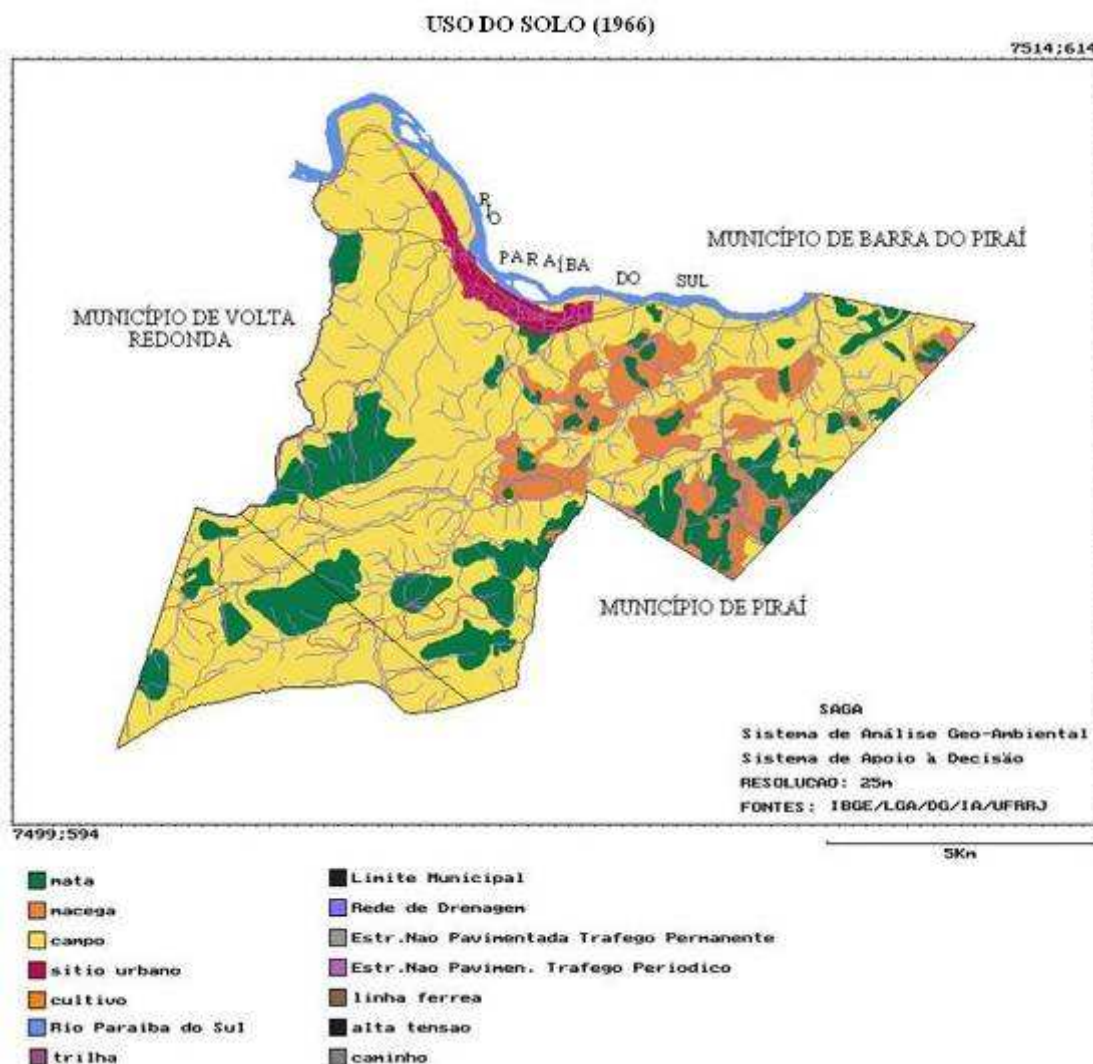


Figura 3. Mapa de uso do solo do município de Pinheiral-RJ. (Fonte: Goes & Ferreira, 2006)

As três áreas de estudo apresentavam cobertura vegetal com pastagem na época da coleta de solos. As toplotossequências denominadas de T1 e T3 apresentam pastagem implantada com *Brachiaria* SP, e na T2 verificou-se o predomínio da pastagem mista não manejada e leguminosa, identificando-a como pasto sujo e capoeira (Figura 4).



Figura 4. Cobertura vegetal verificada nas topolitossequências estudadas: T1- pastagem implantada e manejada; T2 - pastagem mista não manejada (pasto sujo e capoeira); T3 - pastagem implantada e manejada.

3.2 Escolhas das Topolitossequências

A escolha das unidades de estudo foi baseada nas variações do material de origem e na topografia. Neste intuito, foram selecionadas três topolitossequências (T1, T2 e T3), sendo a T1 derivada de rocha ígnea vulcânica basalto, a T2 derivada de rocha metamórfica muscovita-biotita gnaíse e a T3 derivada de rocha ígnea plutônica gabro.

Dentro de cada topolitossequência foram escolhidas transeções representativas, nas quais foram abertas trincheiras ao longo das sequências (Figura 5, 6 e 7). Procedeu-se a descrição morfológica e amostragem de solo dos horizontes, conforme critérios propostos no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Santos et al., 2005). Foram coletadas amostras indeformadas para avaliação de densidade do solo e confecção das lâminas micromorfológicas. Também foi feita a coleta de amostras de rocha para análise mineralógica.



Figura 5. Vista geral da topolitossequência T1, no município de Pinheiral (RJ).



Figura 6. Vista geral da topolitossequência T2, no município de Pinheiral (RJ).

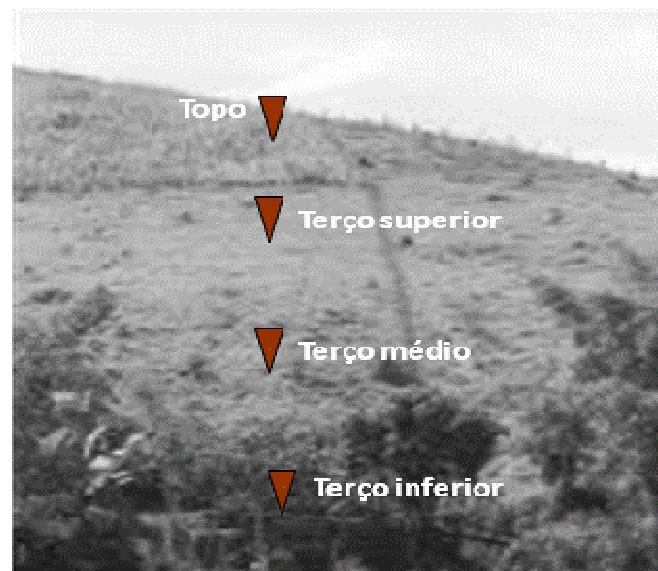


Figura 7. Vista geral da topolitossequência T3, no município de Pinheiral (RJ).

3.3 Cartografia e Análises de Imagens

Foi confeccionado mosaico, com imagens obtidas do Google Earth (2006) e conjunto de fotos aéreas em escala 1:12.000, do ano de 1952, utilizando o programa PanaVue. A partir de pontos obtidos com GPS geodésico (método descrito ao final do item), as áreas das topolitossequência foram georreferenciadas utilizando o programa ArcMap 9.2 (ESRI, 1999).

Para a análise de imagens, foram utilizados os temas hidrografia e hipsometria (com curvas equidistantes de 20 m) do IBGE (2007) na escala 1:50.000, disponibilizados na internet (www.ibge.gov.br, 2007). A unidade de medida de distância das cartas foram corrigidas de quilômetros para metros no ArcMap 9.2 (ESRI, 1999).

Devido às características do estudo foram utilizados os seguintes programas de análise de imagem: ArcView versão 3.2 (ESRI, 1999), ArcMap 9.2 (ESRI, 1999), ArcInfo 9.2 (ESRI, 1999) e Envi 4.3 (ERSI, 2003). Para o processamento dos pontos de controle foi utilizado o

programa Astech Solutions 6.0. Para todos os temas foram adotados o sistema de projeção e coordenada Universal Transverse Mercator (UTM) e o datum horizontal South America - Datum de 1969 (SAD69). Para delimitar a área total de estudo foi gerado um polígono que incluiu as áreas correspondentes às unidades de estudo.

O modelo digital de elevação (MDE), hidrologicamente consistente, foi gerado a partir de dados do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) com resolução espacial inicial de 90m. Para a elaboração do MDE foi utilizada a cena SF-23-z-a, disponível em http://eosrpolu.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/south_america/. Para o ajuste do modelo foi utilizada a hidrografia. Esse tema foi convertido para um arquivo de pontos, que foram interpolados por meio de krigagem, utilizando as ferramentas do módulo Spatial Analysis do ArcMap 9.2 (ESRI, 1999), gerando assim um MDE com resolução de 30 m. A partir deste foi gerado o tema de declividade da área, utilizando o comando *Slope*, do ArcMap 9.2 (ESRI, 1999). Esse tema foi reclassificado, segundo as classes de declividade proposta pela EMBRAPA (2006) modificando a unidade de porcentagem para graus.

As faces de orientação também foram geradas utilizando o MDE e posteriormente reclassificadas e separadas em 5 classes: plano, norte, sul, leste e oeste. O plano foi determinado entre -1° e 0° , a face norte foi determinada entre 315° e 45° , a leste entre 45° e 135° , a sul entre 135° e 225° e a oeste entre 225° e 315° , todas tendo como zero a orientação norte do mapa.

As coordenadas dos locais de coleta das amostras foram registradas com equipamento de posicionamento por satélite com recepção de sinais do sistema Global Positioning System (GPS) em modo diferencial (pós-processado) do fabricante Ashtech, modelo Promark II, além de outro par do fabricante Techgeo, modelos GTR e GTA. Os pontos foram coletados no modo estático e cinemático e foram processados nos programas Ashtech Solutions 6.0 e Util.

3.4 Métodos Analíticos

As amostras de solos deformadas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm, para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA). As amostras indeformadas, para densidade do solo, foram secas em estufa a 105° C por 24 horas. As amostras para lâminas micromorfológicas foram secas ao ar por 20 dias para posterior tratamento.

3.4.1 Análises para caracterização dos perfis de solo

A caracterização dos solos seguiu o Manual de Métodos de Análises de Solo (EMBRAPA, 1997).

a) Análises físicas

Foram quantificadas as seguintes frações do solo: a) percentual da fração terra fina; b) teores de areia, silte e argila; c) teor de argila naturalmente dispersa; d) cálculo do grau de floculação (GF). Foram também determinadas as propriedades físicas densidade do solo (Ds) e das partículas (Dp), sendo calculada a partir dessas o volume total de poros do solo (VTP).

b) Análises químicas

Foram realizadas as seguintes análises químicas de rotina: pH em água e em KCl, teores de cálcio e magnésio trocáveis, alumínio trocável (Al^{+3}), potássio e sódio trocáveis, fósforo assimilável, acidez extraível ($H^+ + Al^{+3}$), hidrogênio extraível (H^+), e carbono orgânico do solo. A partir desses dados foram calculados: o valor S (soma de bases trocáveis), o valor T (CTC), V% (saturação por bases), saturação por sódio (Na sat %) e saturação por alumínio (Al sat % ou m).

3.4.2 Caracterização dos compostos químicos e óxidos

a) Ataque sulfúrico

O ataque sulfúrico foi aplicado na TFSA para extração dos elementos ferro, alumínio, titânio e posterior extração da sílica no resíduo. O tratamento constituiu em colocar amostra de solo (TFSA) em contato com solução de H_2SO_4 1:1 e sob fervura durante meia hora sob refluxo e posterior resfriamento e filtragem. No filtrado foram determinados os teores de Fe, Al e Ti, e no resíduo o de Si (EMBRAPA, 1997), os quais são expressos na forma de óxidos (Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 e SiO_2). Para comparação com as demais formas de extração dos óxidos de ferro, os teores de Fe_2O_3 são também identificados como Fet (ferro total), para indicar a extração pelo ataque sulfúrico.

b) Ferro ditionito (Fed)

Determinado em amostra de TFSA (2,5 g) após extração com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB), em que o Fe foi complexado pela saturação de citrato e reduzido pelo ditionito, e o bicarbonato foi utilizado como tampão. Foram realizadas quatro extrações por amostra e, dos extratos obtidos, foi retirada alíquota de 50 ml, na qual se realizou a leitura do teor de Fe, usando espectrofotômetro de absorção atômica (Mehra & Jackson, 1960).

c) Ferro oxalato (Feo)

A extração foi feita pela adição de 20 ml de oxalato ácido de amônio $0,2 \text{ mol L}^{-1}$, com pH ajustado para 3,0 (Schwertmann, 1964, modificado por Schulze, 1984). A suspensão foi homogeneizada por uma hora em agitador horizontal e a extração foi feita no escuro. Após a homogeneização, a suspensão foi centrifugada durante 15 minutos e filtrada, sendo o ferro do extrato determinado pelo espectrofotômetro de absorção atômica (Mehra & Jackson, 1960).

d) Relações entre as formas de óxidos

Foram calculados os valores:

$$k_i = (1,70 \times \text{SiO}_2 \%) / \text{Al}_2\text{O}_3 \% \quad (1)$$

$$k_r = (1,70 \times \text{SiO}_2 \%) / \text{Al}_2\text{O}_3 \% + (0,64 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \%) \quad (2)$$

As relações moleculares Fed/Fet; Feo/Fed; Fet/argila foram obtidas através da análise de fluorescência de raios X e estão descritas no item 3.4.5.

3.4.3 Superfície específica

Este método consiste em determinar medidas de adsorção de moléculas polares (glicol etilênico, glicerol e éter monoetilíco de etileno glicol) e da superfície específica teórica de determinados minerais de argila tomados como padrão (caulinita e montmorilonita), que tendem a formar uma monocamada em 1 m da superfície dos minerais de argila. (Dyal & Hendricks, 1950).

Para determinação da superfície específica do solo utilizou-se o método do EMEG - éter monoetilíco do etileno glicol (Heilman et al., 1965).

As amostras de solo (1 g) que foram previamente secas em estufa de 110°C , por 24 horas, foram colocadas em dessecador conectado a bomba pneumática, contendo CaCl_2 e 3 ml de EMEG. Foi aplicado vácuo por meio de uma bomba, durante 45 minutos, sendo esta operação repetida até a obtenção de massa constante das amostras (EMBRAPA, 1997).

3.4.4 Fracionamento da matéria orgânica

O fracionamento da matéria orgânica do solo foi realizado nas amostras dos horizontes superficiais dos solos estudados. Para identificação das substâncias húmicas utilizou-se a técnica de solubilidade diferencial estabelecida pela Sociedade Internacional de Substâncias Húmicas (IHSS), modificada por Benites et al. (2003). O teor de carbono nas frações FAF e FAH foram realizadas utilizando alíquotas de 5,0 ml de extrato, 1,0 ml de dicromato de potássio $0,042 \text{ mol L}^{-1}$ e 5,0 ml de H_2SO_4 concentrado, em bloco digestor a 150°C (30 min) e

titulação com sulfato ferroso. Foram obtidos os teores de carbono orgânico na fração ácidos fúlvicos (C-FAF), fração ácido húmico (C-FAH) e humina (C-HUM). Também se calculou o percentual de cada fração em relação ao carbono orgânico total (% do COT), sendo a soma dessas porcentagens correspondente a Taxa de Recuperação (TRec). Foram calculadas as relações C-FAH/C-FAF e a relação entre C-EA/C-HUM (Benites et al., 2003).

3.4.5 Fluorescência de raio X

A determinação dos elementos totais via fluorescência de raios X foi realizada no Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada. As amostras moídas de solo (0,6 g TFSA) e de rocha (0,6 g) foram submetidas à um tratamento prévio com 5,4 g de tetraborato de lítio. Essas amostras foram aquecidas a 1.100°C até fundirem-se em pastilhas, no equipamento Philips PERL'X3, com prensa hidráulica Herzog.

Posteriormente as pastilhas foram analisadas em espectrômetro sequencial de longitude de onda dispersiva Philips Magix Pro (PW-2440) com gerador de raios X de ânodo RH operando a 4 kw (Hallett & Kyle, 1993) e com quatro filtros de alumínio de 200 e 750 μ , bronze de 300 μ e chumbo. O espectrômetro possui amostrador automático Philips PW2540VRC com cinco bandejas de 12 posições, permitindo analisar 60 amostras por vez. Para obtenção das curvas de calibração foram utilizadas amostras padrão. Para calcular as perdas de carbonato, colocou-se 1,0 g de amostra de solo e de rocha para calcinar a 1.000° C em mufla, durante 1 hora. Os resultados foram interpretados por programa analítico para análises quantitativa e semi-quantitativa IQ+. Foram quantificados em percentagem os teores de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, CaO, MgO, K₂O, Mn, P₂O₅ e Zr.

Os teores de Fe₂O₃ são identificados como Fef (ferro total), para indicar a extração pela fluorescência de raios X. Foram obtidas as relações moleculares Fed/Fef; Feo/Fed; Fef/argila. O kif e krf foram calculados pelas mesmas fórmulas utilizadas para calcular ki e kr.

3.4.6 Análises mineralógicas

Foram realizadas as análises mineralógicas nas frações do solo areia, argila e óxido, assim como, nas rochas da toplotossequência T1 e T3 mediante difratômetro de raios X. As interpretações qualitativas e quantitativas dos difratogramas foram obtidas usando o programa de identificação mineral X Powder (2004).

a) Fração areia

As amostras da fração areia foram previamente moídas em moinho de bolas para obtenção do pó cristalino (Azaroff & Buerger, 1958). Posteriormente foi feita a análise de difração de raios X (DRX) em amostra em pó não orientada, usando difratômetro Bruker AXS, modelo D8 Advance, com emprego de radiação K α de λ 0,015405 nm, produzida por tubo de cobre, 40 kv e 40 mA, com amplitude de varredura igual a 1°2 θ por minuto (0,04°/s).

b) Fração argila

Foi feita análise de difração de raios X (DRX) em lâminas orientadas, montadas com suspensão de argila total (< 2,0 μ m) e obtidas por sedimentação após dispersão com NaOH 1 mol L⁻¹, sem eliminação de óxidos de ferro (EMBRAPA, 1997). As análises foram feitas em difratômetro Bruker AXS, modelo D8 Advance, com radiação de K α de λ 0,015405 nm, produzida por tubo de cobre, 40 kv e 40 mA, com amplitude de varredura igual a 1°2 θ por minuto (0,04°/s).

Para as amostras com indicação de presença de minerais 2:1, foram feitos os seguintes pré-tratamentos: aquecimento a 550° C, saturação com etilenoglicol e dimetilsulfóxido, com posterior irradiação pelos raios X.

c) Óxidos de ferro

A fração argila foi submetida ao tratamento com NaOH 5 mol L⁻¹, segundo Norrish & Taylor (1961), modificado por Kämpf & Schwertmann (1982), para obtenção da fração rica em óxidos de ferro (Fe-concentrada) e melhor visualização dos picos característicos dos óxidos. A caracterização mineralógica foi feita em amostras em pó não orientado em difratômetro Bruker AXS, modelo D8 Advance, com radiação de K α de λ 0,015405 nm e tubo de cobre, 40 kv e 40 mA, com amplitude de varredura igual a 1°2 θ por minuto.

d) Rocha

As amostras de rocha das topossequências T1 e T3 foram fragmentadas e trituradas para obtenção de pó não orientado, que foi analisado em difratômetro Bruker AXS, modelo D8 Advance, com radiação de K α de λ 0,015405 nm e tubo de cobre, 40 kv e 40 mA, com amplitude de varredura igual a 1°2 θ por minuto.

3.4.7 Análises micromorfológicas do solo

a) Confeção das lâminas delgadas

A confecção e a montagem das lâminas delgadas dos solos foram feitas no Laboratório de Micromorfologia do Departamento de Ciências do Solo da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - ESALQ/USP. Amostras indeformadas e orientadas foram coletadas nos principais horizontes dos perfis de solo, com o auxílio de caixas de papelão com dimensão 5 x 7 x 10 cm. As amostras foram secadas por 20 dias ao ar e mais 7 dias em estufa a 35° C. Posteriormente, foram colocadas em formas descartáveis de plástico e levadas para dessecador conectado a bomba pneumática, formando um sistema fechado e a vácuo. As amostras foram então impregnadas com mistura de resina poliéster Polilyte, monômero de estireno e pigmento fluorescente (Ciba-Geigy Uvitex OB), utilizando-se Peroxol (peróxido metil-etil-cetona) como catalisador para a polimerização do poliéster final e o pigmento (Castro, 1985). Para cada 100 ml de resina, foram adicionados 35 ml de monômero de estireno, 5 gotas de catalisador Peroxol e 2 g de pigmento fluorescente.

Após a impregnação os blocos (amostras impregnadas) permaneceram trinta dias em estufa ajustada para temperatura de 40° C para o endurecimento da resina. Procedeu-se, então, ao corte dos blocos em fatias de 5 mm de espessura, seguido de polimento com pó de carborundum e montagem em lâminas de vidro com araldite. Após a montagem das lâminas (5 x 7,5 cm) as amostras de solo impregnadas foram desgastadas em máquina automática de desbaste até alcançar a espessura de 30 μ m.

b) Análises das lâminas delgadas

A observação e descrição das lâminas delgadas de solo foram feitas na sala de microscopia do Laboratório de Edafologia do Departamento de Edafologia e Química Agrícola da Faculdade de Ciências da Universidade de Granada (UGR) – Espanha. As lâminas foram analisadas em microscópio ótico polarizante Zeiss e com lupa binocular Wild, ambos sob luz normal e polarizada. As descrições seguiram terminologia e critérios propostos por Brewer (1976) e Bullock et al. (1985). A análise descritiva compreendeu as seguintes etapas: a) identificação dos constituintes do fundo matricial - plasma, esqueleto e poros; b) identificação das estruturas plásmicas e de base e as suas frequências; c) identificação das feições pedológicas. A sequência descrita foi repetida para cada lâmina estudada. As fotomicrografias foram feitas em câmara fotomicroscópica Zeiss do DIGEO-IPT.

3.4.8 Confeção e descrição das lâminas do material de origem

As lâminas petrológicas dos litotipos coletados das topolitoseqüências T1 e T3 foram confeccionadas no Laboratório de Petrologia do Departamento de Geociências da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro - UFRRJ. Para a sua caracterização as lâminas foram observadas ao microscópio polarizante Zeiss Axioplan polarizante e com lupa binocular Wild, ambos sob luz normal e polarizada.

3.4.9 Microscopia eletrônica de varredura

Para a avaliação no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), foram selecionadas lâminas que apresentavam pontos de difícil esclarecimento através da descrição micromorfológica, as quais foram previamente recobertas com filme condutor de carbono para posterior análise. As lâminas foram analisadas e fotografadas em MEV modelo JEOL JSM 6400, com detector de retroespalhamento eletrônico acoplado ao espectrômetro de dispersão de raios X (PCXA-EDS), para exame microquímico das feições selecionadas. Utilizou-se a voltagem de 15 kV, 5A e distância de trabalho de 39 mm (detector-superfície). Foram obtidos na análise de espectros semi-quantitativos das feições.

3.5 Classificação dos Solos

Os solos foram classificados com base no Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (EMBRAPA, 2006), no Soil Taxonomy (USDA, 2006) e no WRB (FAO, 2006).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Geoforma e Classes de Solos

4.1.1 Geoformas

O mapa de elevação digital com raio de 20 m do entorno da área estudada (Figura 8) revela o predomínio de relevo movimentado. Segundo Oliveira (1998), as altitudes da área variam desde 360 m, nas várzeas, a 720m nos morros. A topolitossequência T1 se encontra em região de altitude entre 385 e 462 m. A T2 apresenta seus perfis localizados em locais de altitudes de 372 a 417 m, e a T3 variando de 390 a 447 m.

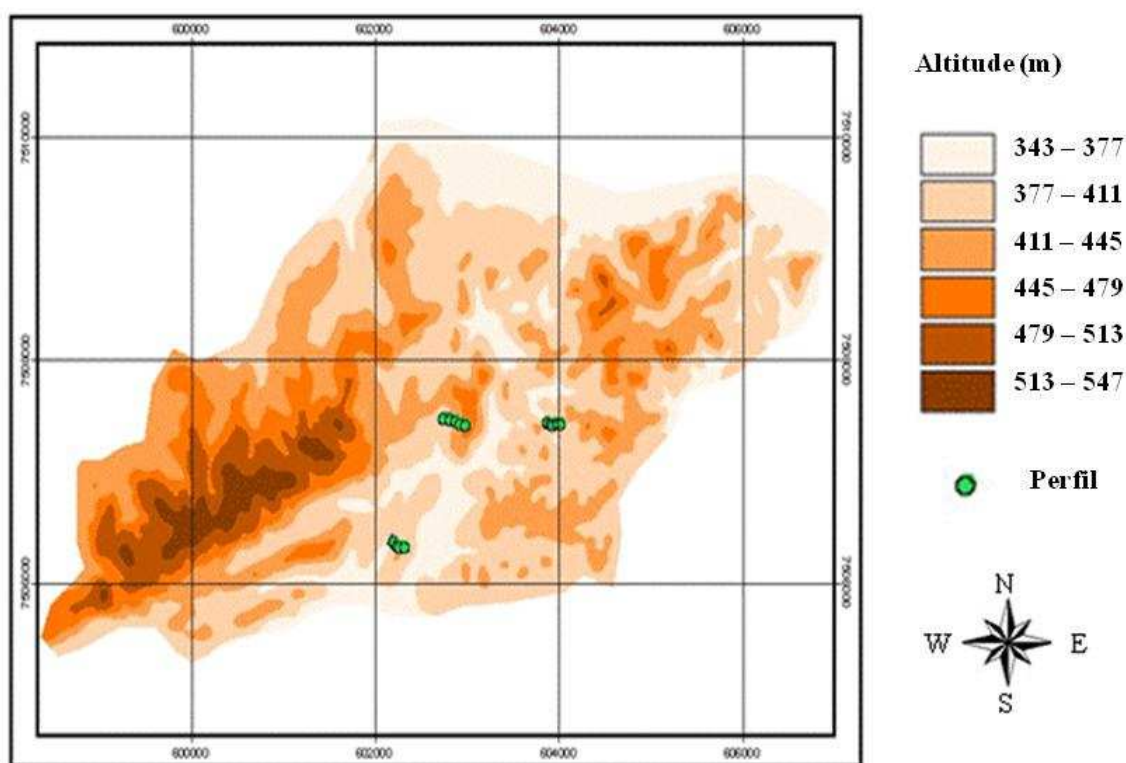


Figura 8. Mapa de elevação digital com raio de 20 m em torno da área estudada.

Malo et al. (1974) relataram que muitos dos atributos do solo seguem padrões sistemáticos e variam de acordo com a posição do solo na paisagem. Segundo Troeh (1965), a curvatura do terreno (pedoforma) pode variar desde as formas lineares até as côncavas, passando pelas convexas, associando o perfil e a curvatura da paisagem com o grau de intemperismo e evolução do terreno. Segundo o autor citado, as pedoformas podem influenciar o movimento da água, com distribuição de fluxos convergentes e divergentes, podendo causar variações dos atributos do solo.

As pedoformas da topolitossequência T1 estão apresentadas na Figura 9, através do perfil altimétrico, composto por cinco solos estudados: P1 localiza-se em relevo suave ondulado, com 16 % de declividade e pedoforma plana, localizado no topo da vertente; P2 inserido em relevo forte ondulado, com 38 % de declividade e pedoforma convexa, localizado no terço superior da vertente; P3 também em relevo forte ondulado, devido à declividade de

50 %, em pedoforma retilínea, localizada no terço médio; P4 em relevo ondulado, com 23 % de declividade, pedoforma côncava, localizado no terço inferior da vertente e P5 em relevo plano, em pedoforma plana e localizada em área de várzea. Nesta toplotossequência verifica-se que com a elevação da declividade ocorre à evolução da pedoforma plana (P1) para convexa (P2), ocorrendo uma área de transição da convexa para côncava (P3) na maior declividade, caracterizado pela pedoforma retilínea, e pedoforma côncava (P4), seguida da plana (P5).

Estudando processos erosivos lineares em Bauru, São Paulo, Salomão (1999), demonstrou que nas colinas médias, convexas, mais curtas e inclinadas, com Latossolo no topo e Argissolo nos terços superiores e médios, os fluxos hídricos situam-se em padrões verticais no Latossolo e mais laterais no Argissolo. O autor interpretou os solos de colinas médias como um sistema de transformação lateral do tipo iluvial-eluvial. Silva et al. (2001), estudando os efeitos do material de origem e posição topográfica dos solos na Baixada Litorânea Sul Fluminense, Rio de Janeiro, verificaram que a superfície convexa, associada à sua topografia, também pode contribuir para o mecanismo de translocação e o processo de eluviação/iluviação, formando Argissolo Vermelho-Amarelo. Segundo Troeh (1965), a pedoforma côncava condiciona fluxo de água convergente, enquanto a pedoforma linear caracteriza-se por processos de escoamento superficial.

Souza et al. (2004), estudando a influência da pedoforma na variabilidade espacial de atributos físicos e hídricos no município de Guariba, em São Paulo, observaram que pequenas variações na pedoforma condicionam variabilidade diferenciada em relação aos atributos físicos e hídricos do solo, sendo que a variabilidade espacial foi maior na pedoforma côncava em relação à linear, influenciada provavelmente pelo fluxo de água. Segundo Souza et al. (2003b), em áreas côncavas, independentemente do histórico de manejo, há mais variabilidade de atributos químicos que em áreas lineares, apesar da forma côncava apresentar menor perda de solo por erosão e menor variabilidade espacial da erodibilidade.

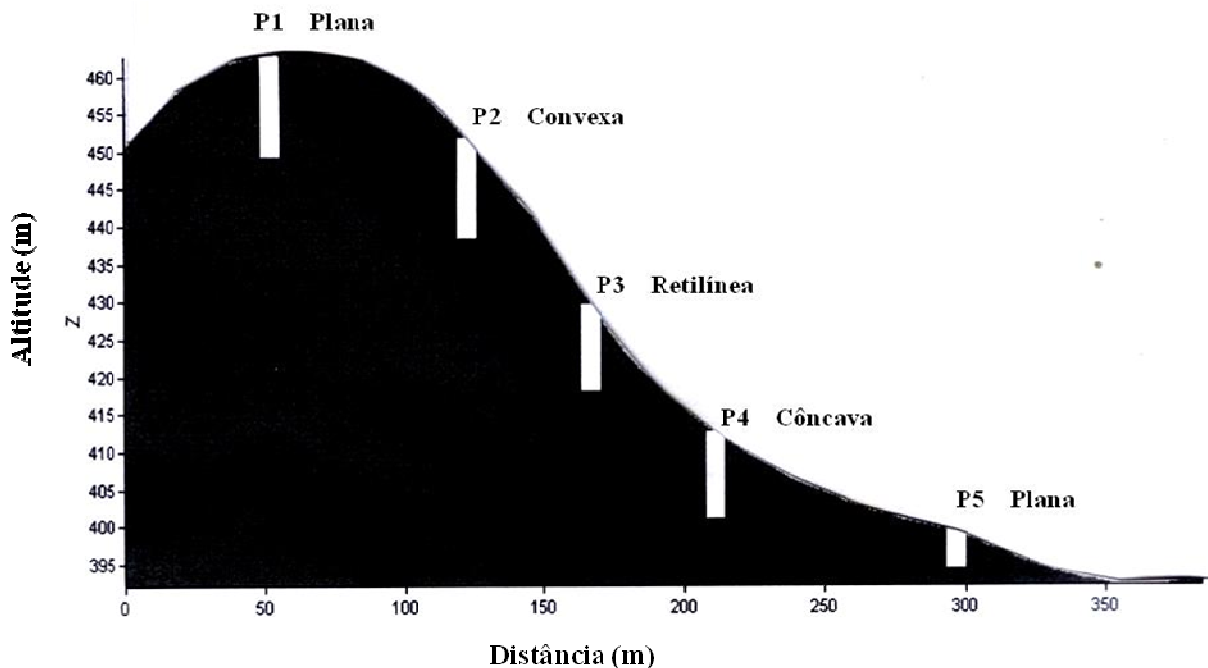


Figura 9. Perfil altimétrico da toplotossequência T1, abrangendo as pedoformas plana, convexa, retilínea e côncava, segundo a classificação de Troeh (1965).

No perfil altimétrico da toplotossequência T2 (Figura 10) estão dispostos o relevo local, às declividades e as pedoformas que evoluem de plana-convexa-retilínea-côncava-plana, de acordo a localização na vertente. O perfil P1, localizado no topo da toplotossequência T2, está em relevo ondulado, com 7 % de declividade e pedoforma plana; o perfil, P2 localizado no terço superior da vertente, de relevo ondulado, com 8 % de declividade e pedoforma convexa; o perfil P3, localiza-se no terço médio da vertente, com relevo local escarpado, com 116 % de declividade e pedoforma retilínea; P4 presente no terço inferior em relevo ondulado, com 16 % de declividade e em pedoforma côncava; o perfil localizado na posição plano de várzea (P5) localiza-se em relevo ondulado e pedoforma plana.

A pedoforma onde localiza-se o perfil T2P3 é caracterizada por uma encosta declivosa com 16 % de declividade, no segmento da escarpa e encosta inferior. Trabalhos realizados por Meyer et al. (1983), Watson & Laflen (1986) e Pereira et al. (2003) demonstraram que os valores mais altos de perda de solo ocorreram com declividades mais elevadas. Tal padrão das perdas em relação à declividade pode ser justificado pelo aumento da capacidade erosiva da enxurrada nos declives mais acentuados, decorrentes do aumento da sua velocidade, conforme também sugerido por Cogo et al. (2003).

Estudos desenvolvidos por Montari et al. (2005) e Souza et al. (2003a) demonstram que a pedoforma côncava conduz a maior variação nas propriedades do solo, como granulometria, conteúdo de matéria orgânica e valores de fatores de erosão quando comparada a pedoforma linear. Segundo pesquisas de Nizeyimana & Bicki (1992) a pedoforma côncava contribuiu para o aumento dos teores de carbono orgânico, CTC e disponibilidade de fósforo quando comparada com a pedoforma convexa. Segundo Souza et al. (2003b), as diferenças na distribuição espacial dos atributos do solo nas diferentes pedoformas estão associadas às variações no relevo (fluxo de água), sendo este o principal responsável pelas maiores variabilidades na pedoforma côncava.

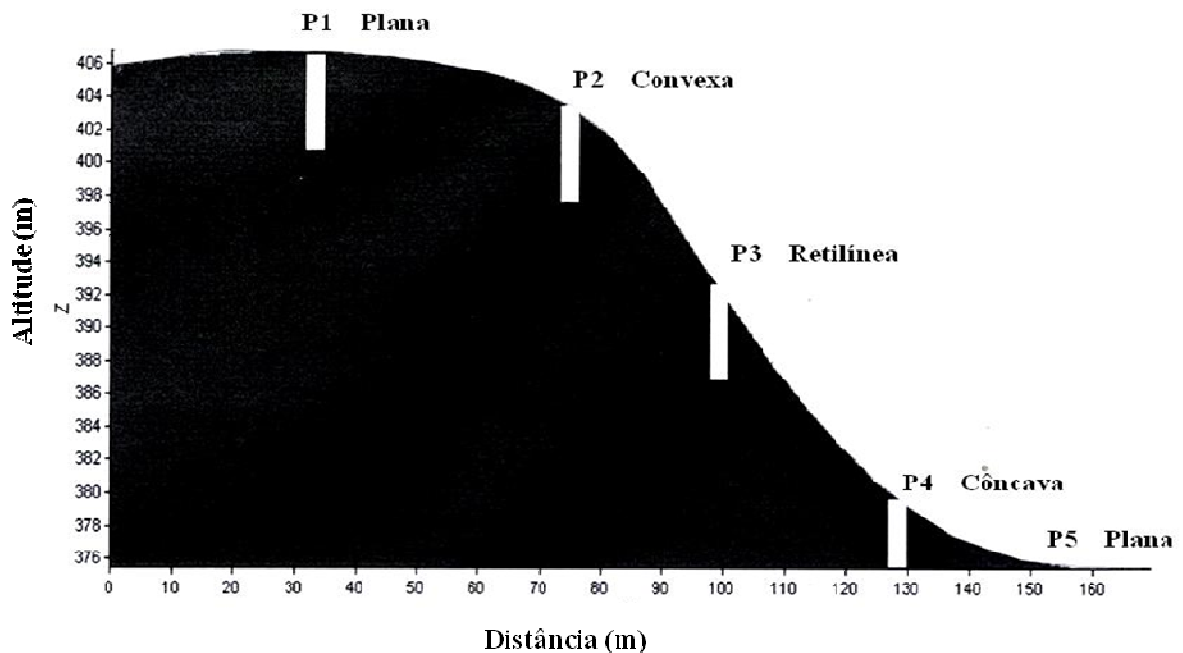


Figura 10. Perfil altimétrico da toplotossequência T2, abrangendo as pedoformas plana, convexa, retilínea e côncava, segundo a classificação de Troeh (1965).

As pedoformas da topolitossequência T3, no perfil altimétrico, demonstram pequena variação plana-côncava (Figura 11), de acordo a posição na vertente. O perfil P1 localiza-se no topo em relevo ondulado, com declividade de 28 % e em pedoforma plana; Os perfis P2, P3 e P4, respectivamente, localizados no terço superior, terço médio e terço inferior, em respectivas declividades de 28 %, 42 % e 43 %, e relevo local ondulado, forte ondulado e ondulado, situam-se em pedoforma convexa. Segundo Franzer et al. (1998), em pedoforma convexa às condições de fluxo de água superficial e lateral condicionam ambientes específicos que interferem nos processos pedogenéticos, favorecendo a maior variabilidade espacial dos atributos do solo.

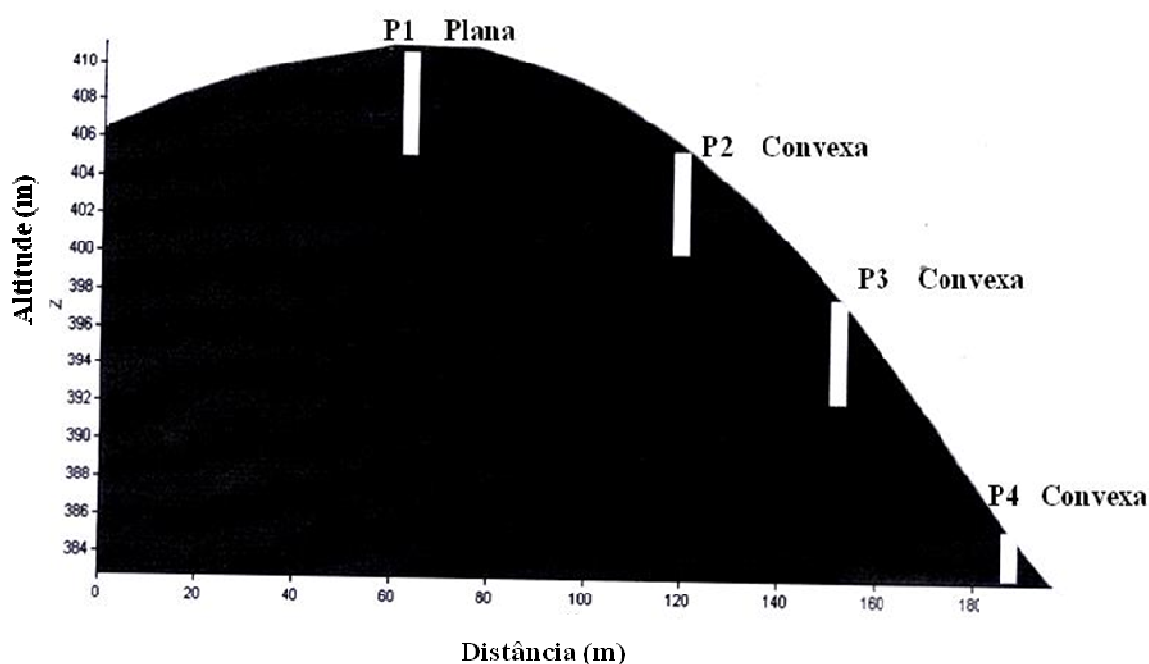


Figura 11. Perfil altimétrico da topolitossequência T3, abrangendo as pedoformas plana e convexa, segundo a classificação de Troeh (1965).

4.1.2 Classificação dos solos no SiBCS

A classificação dos perfis de solos (Tabela 2) teve como base as propriedades morfológicas, físicas e químicas, aplicando critérios do SiBCS (2006) e nos níveis de Ordem e subordem.

Na topolitossequência T1 foram classificados os seguintes solos: NITOSSOLO HÁPLICO (P1 e P4), LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (P2 e P3) e GLEISSOLO HÁPLICO (P5). Os NITOSSOLO HÁPLICOS apresentam, respectivamente, textura argilosa a muito argilosa, indicando a influência do material de origem de natureza básica (basalto) na granulometria dos solos, devido ao elevado teor de ferro na sua composição mineralógica.

No estudo da caracterização química e mineralógica de solos do município de Ouro Preto em Minas Gerais, Leite et al. (1996), verificaram que solos desenvolvidos sob anfibolito apresentaram textura argilosa a muito argilosa, evidenciando clara influência da rocha, que não apresenta minerais muito resistentes ao intemperismo. Ghidin et al. (2006a), estudando topolitossequências de Latossolos nos Estado do Paraná, observaram que a fração argila é o

principal constituinte dos horizontes Bw e que a textura muito argilosa demonstra a intensa alteração sofrida pelo material de origem.

Os perfis P1 e P4 apresentaram relação textural de 1,3 evidenciando o pequeno incremento de argila nos horizontes subsuperficiais, cor Munsell com matiz 5YR 4/6 e 5YR 4/4, respectivamente, estrutura em blocos, cerosidade comum e moderada, atendendo ao valor mínimo exigido para classificá-los como NITOSSOLOS HÁPLICOS, de acordo os critérios do SiBCS (EMBRAPA, 2006).

Segundo Ahrens & Arnold (1999) é necessário que o processo de eluviação/iluviação nos Nitossolos aconteça com pequena intensidade para não conduzir a diferença de teor de argila entre os horizontes superficial e subsuperficial que defina relação textural acima de 1,5.

Verifica-se que os perfis da P2 e P3 apresentam cor com matiz 7,5YR para a maior parte dos horizontes, estrutura em blocos, profundos, baixos teores de bases e cerosidade pouca e fraca. Tais características conduziram a sua classificação como LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO. A ocorrência desta classe com pedoformas convexa e retilínea (transição convexa-côncava) em posição no relevo contribui para a remoção de materiais, podendo ser atribuída a ação do fluxo lateral da água, que proporciona à remoção das bases e sílica, alterando o equilíbrio da solução do solo (Moniz, 1980). Segundo EMBRAPA (2006), a classe dos Latossolos pode ocorrer não somente em relevo plano ou suavemente ondulado, mas também em áreas acidentadas. Como consequência da remoção de bases, é intensificado o processo de alteração dos minerais no solo, com subsequente enriquecimento relativo em óxidos de Fe e Al (Fanning & Fanning, 1989). Esse processo pode levar a formação dos solos com mineralogia caulinítica e oxidíca, pH ácido, CTC menor que $17 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila, com estrutura em blocos no horizonte B devido ao elevado teor de argila, com variação de cor bruno-escuro a bruno-avermelhado, cerosidade pouca e fraca e baixa relação silte/argila.

Devido às características de relevo plano e a condição de drenagem impedida, que proporciona o ambiente de redução e solubilização do ferro, o perfil P5 foi classificado como GLEISSOLO HÁPLICO. Este solo apresenta cores cinzentas escuras, com zonas de mosqueamento e estrutura maciça no horizonte diagnóstico subsuperficial (Fanning & Fanning, 1989). Como nos demais perfis da sequência, o P5 também apresenta horizonte superficial A moderado. Segundo Duchaufor (1977), o processo pedogenético responsável pela formação do Gleissolo é facilitado pelo relevo que favorece a má drenagem, propiciando o acúmulo de água (hidromorfia) por um determinado tempo e, assim, formando ambiente redutor e desencadeando o mecanismo de transformação das formas de ferro oxidado (Fe^{+3}) para ferro reduzido (Fe^{+2}), o qual devido sua solubilidade é removido do perfil ou permanece em solução do solo.

Os solos da topolitossequência T2 foram classificados em: P1 e P3- CAMBISSOLO HÁPLICO, P2- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO, P4- ARGISSOLO AMARELO e P5- GLEISSOLO HÁPLICO (Tabela 2). Todos os horizontes superficiais desta sequência são classificados como A moderado. O CAMBISSOLO HÁPLICO situado no topo (P1) da pedoforma apresenta horizonte diagnóstico Bi, com textura superficial franco-argilo-arenosa, com linha de seixos de quartzo com cerca de 5 cm de espessura, separando o horizonte Bi1 para o Bi2. Acredita-se que por apresentar bandeamentos, o material de origem (gnaisse) pode possuir diferentes níveis de resistência dos minerais e da rocha ao intemperismo e, em função de seu ângulo de exposição, tenha dificultado a pedogênese intensa, protegendo o material de solo através da presença de minerais mais resistentes, como o quartzo. Entretanto, de acordo a Ab'Saber (1996), as linhas de seixos verificadas nas colinas do Médio Vale do Paraíba documentariam climas secos intermontanos de passado recente.

O perfil T2P3 apresenta variação de textura do horizonte A para B com pequeno acréscimo de argila no horizonte B, porém sem o gradiente textural em valor suficiente para caracterizar o solo como Argissolo e a presença de cerosidade foi observada em grau

insuficiente para caracterizá-lo como Nitossolo. Entretanto, observou-se neste perfil a presença de horizonte B incipiente (Bi1), permitindo classificá-lo como um CAMBISSOLO HÁPLICO. Este solo apresenta textura superficial franco-argilo-arenosa, pH levemente ácido, com mineralogia predominante de caulinita, mas com presença de illita e ocorrência de feldspatos na fração areia, evidenciando menor grau de evolução pedogenética. Acredita-se que a geoforma retilínea, associada à elevada declividade (116%) do CAMBISSOLO HÁPLICO (P3), facilita o processo erosivo, com consequente remoção de material do perfil, retardando a evolução do solo neste ponto da sequência. Segundo Derpsch et al. (1991), o aumento da declividade indica maior possibilidade de ocorrência de processos erosivos.

No ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO, localizado no terço superior (P2), e no ARGISSOLO AMARELO, no terço inferior (P4), constatou-se incremento de argila, definido por relação textural B/A de 1,9 e 1,8, respectivamente, suficiente para classificação de um horizonte diagnóstico B textural, com relação silte/argila variável de 0,1 a 0,7. Esses perfis indicam maior expressão do processo de iluviação e eluviação de argila, assim como, a pedofoma côncava onde o perfil P4 está inserido colabora para o fluxo vertical e este pode intensificar o processo de iluviação, caracterizado pelo gradiente textural.

O perfil P5 foi classificado como GLEISSOLO HÁPLICO devido ao relevo plano e de várzea, que favorece o processo de hidromorfismo, contribuindo para formação de estrutura maciça, cores acinzentadas e a textura franco-arenosa. A fração areia dos solos da toplotossequência T2 apresenta predomínio de quartzo, com presença de feldspatos, e a mineralogia da argila indica domínio de caulinita com presença de illita. Estudando a relação solo-relevo no município de Bertiooga no Estado de São Paulo, Martins (2009) observou em Cambissolo derivado de rocha gnáissica, feldspatos e mica do tipo muscovita na fração areia em abundância nos horizontes Bi, BC e C.

Na toplotossequência T3 foram identificados os seguintes solos: NEOSSOLO REGOLÍTICO (P1) e CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (P2, P3 e P4) (Tabela 2). O perfil P1, localizado no topo da sequência, por apresentar ausência de horizonte diagnóstico subsuperficial, sequência de horizontes A-C e horizonte A moderado foi classificado como NEOSSOLO REGOLÍTICO. Verifica-se que os horizontes superficiais dos perfis P1, P2 e P3 atendem as exigências para serem classificados como A chernozêmico, com exceção do critério de espessura. Entretanto, observa-se no local de coleta e em toda a área de ocorrência desses solos, sob vegetação de pastagem, forte grau de erosão, favorecido pela declividade entre 28 a 43 %, o relevo local ondulado a forte ondulado e o histórico de uso da área. Tais fatores colaboraram para a remoção de grande parte do horizonte superficial, levando a pequena espessura do perfil observada no campo. Assim, esses horizontes foram identificados como A chernozêmico pela presença de todas as demais características desse horizonte diagnóstico, com a ressalva de que as unidades de mapeamento de solo constituem uma fase erodida, de acordo com a identificação de fases no SiBCS (EMBRAPA, 2006).

Os CHERNOSSOLOS ARGILÚVICOS (P2, P3 e P4) apresentam horizonte A chernozêmico sobrejacente a horizonte B textural (Bt), definido pela presença de cerosidade no campo em grau suficiente para caracterizar esse horizonte. Segundo EMBRAPA (2006), o Chernossolo pode apresentar horizonte superficial diagnóstico A chernozêmico, seguido de horizonte B textural ou incipiente, com ou sem caráter cálcico ou carbonático. Os CHERNOSSOLOS desta sequência apresentam alta saturação por bases (> 65 %), teor de carbono orgânico no horizonte A maior que 6 g kg⁻¹ e cores com matiz 5 YR a 7,5 YR, com croma igual a 3 e valor igual a 2, além de estrutura em blocos ou prismática moderadamente desenvolvida, textura argilosa e argila de alta atividade (CTC > 27 cmol_c kg⁻¹ de argila), posteriormente confirmada pela mineralogia da fração argila. A ocorrência de cerosidade nos perfis P2, P3 e P4 pode ter sido favorecida pela pedofoma convexa, proporcionando através

do fluxo lateral a maior intensidade do processo de eluviação/iluviação, com consequente maior expressão da cerosidade nestes solos.

Tabela 2. Classificação dos solos e pedoformas das topolitossequências estudadas no município de Pinheiral, Estado do Rio de Janeiro.

Solos (SiBCS)	Perfil ⁽⁴⁾	Horizonte A Diagnóstico	Horizonte B Diagnóstico	Altitude (m)	Declividade (%)	Geoforma
Topolitossequência T1¹						
NITOSSOLO HÁPLICO	P1	Moderado	B nítico	462	16	Plana
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO	P2	Moderado	B latossólico	452	38	Convexa
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO	P3	Moderado	B latossólico	431	50	Convexa/Côncava
NITOSSOLO HÁPLICO	P4	Moderado	B nítico	402	23	Côncava
GLEISSOLO HÁPLICO	P5	Moderado	C glei	385	-	Plana
Topolitossequência T2²						
CAMBISSOLO HÁPLICO	P1	Moderado	B incipiente	417	7	Plana
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO	P2	Moderado	B textural	415	8	Convexa
CAMBISSOLO HÁPLICO	P3	Moderado	B incipiente	411	116	Retilínea
ARGISSOLO AMARELO	P4	Moderado	B textural	378	16	Côncava
GLEISSOLO HÁPLICO	P5	Moderado	C glei	372	-	Plana
Topolitossequência T3³						
NEOSSOLO REGOLÍTICO	P1	Moderado	-	447	28	Plana
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO	P2	Chernozêmico	B textural	430	42	Convexa
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO	P3	Chernozêmico	B textural	413	43	Convexa
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO	P4	Chernozêmico	B textural	390	-	Convexa

(1)T1= topolitossequência derivada da rocha basalto; (2)T2= topolitossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaiss; (3)T3= topolitossequência derivada da rocha gabro; (4)P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; e P5= plano de várzea.

4.2 Atributos Morfológicos

Os dados morfológicos da toplotossequência T1, de maneira geral, mostram solos com cor da matriz avermelhada, estrutura em blocos angulares e subangulares e textura argilosa, sendo exceção a esse padrão o GLEISSOLO HÁPLICO (Tabela 3).

Verifica-se nos perfis desta sequência a relação entre drenagem, cor e grau de desenvolvimento de estrutura do solo. Os horizontes superiores demonstram cores mais escuras, variando de bruno a bruno-amarelado-escuro, respectivamente, seco e úmido, o que provavelmente pode ser devido ao maior teor de matéria orgânica. A cor escura observada nos horizontes superficiais, segundo Streck et al. (2002), indica presença de matéria orgânica. Nos horizontes subsuperficiais são verificadas cores avermelhadas, decorrentes da presença de óxidos de ferro. Segundo Cornell & Schwertmann (1996), a cor vermelha ou amarela dos perfis de solos, que é resultante da presença de óxidos de ferro, pode ser mascarada pelo efeito da matéria orgânica.

O fornecimento de ferro pelas rochas basálticas associado às condições de boa drenagem, facilitada pela posição topográfica, favorece a formação de óxidos de ferro não hidratados, tais como a hematita. Os óxidos de ferro, assim como, a matéria orgânica são os principais responsáveis pela coloração dos solos (Fernandez & Schulze, 1992; Schwertmann, 1993). Solos derivados de rochas básicas tendem a apresentar cores avermelhadas, refletindo a presença de hematita (Resende et al., 2002). A ação pigmentante da hematita foi verificada por Peterschmitt et al. (1996) estudando processo de ferratização em solos do Sul da Índia. Os autores verificaram a presença de hematita e goethita em uma topossequência de solos vermelhos e afirmam que devido o seu elevado poder pigmentante, mesmo em baixos teores no solo, a hematita pode mascarar a expressão das cores da goethita. Fernandes, et al. (2004), quantificando os óxidos de ferro em Latossolos brasileiros, encontraram cor de matiz 10 R a 5 Y para a maioria das amostras e, nos solos em que a goethita foi o único óxido de ferro identificado, a matiz foi mais amarela que 7,5 YR. Os autores citados, também verificaram amostras contendo hematita que apresentaram tonalidade amarela e tal padrão provavelmente está associado ao baixo conteúdo de hematita presente nestas amostras.

Na parte inferior da vertente (P5) as cores acromáticas (Tabela 3) devem-se ao ambiente de má drenagem, sendo também observada zona de mosqueado que, segundo Fanning & Fanning (1989), são resultantes de áreas com melhor aeração, logo os óxidos de ferro se encontram na forma oxidada e são expressos pelos mosqueados na matriz do solo.

Em estudo da influência do Fe na cor dos solos, Vodyanitskii et al. (2007) verificaram que a hematita era o principal responsável pela pigmentação vermelha. Entretanto nos solos hidromórficos a quantidade desse óxido era muito baixa devido às condições redutoras, assim o solo expressava a cor neutra própria dos minerais de argila silicatados. Analisando as características morfológicas em solos hidromórficos na Carolina do Norte, EUA, Vepraskas & Caldwell (2008) observaram horizonte A com cor escura, pelo acúmulo de matéria orgânica, e cor acinzentada (N 2,5/) nos horizontes subsuperficiais como reflexo da condição de anaerobiose por mais de 40 dias por ano, com subsequente redução e remoção do ferro.

Quanto à estrutura dos solos da toplotossequência T1 (Tabela 3), a exceção do perfil P5, os demais apresentam estrutura em blocos mesmo nos horizontes superficiais, devido aos elevados teores de argila. Ghidin et al. (2006b) destacam que o aumento nos teores de caulinita e de silício total contribui para formação da estrutura em blocos subangulares. Segundo Kohnke (1968), os argilominerais por possuírem formato laminar facilitam o ajuste face a face das partículas favorecendo a formação da estrutura em blocos. A estrutura maciça observada no perfil P5 é comum nos horizontes glei e deve-se a influência do lençol freático, que expõe o solo a longo período de elevada umidade, favorecendo a expansão da matriz do

solo e dificultando a agregação das partículas do solo no horizonte C glei. Segundo Naime (1988), a formação dos agregados é influenciada pelos ciclos de umedecimento e secagem.

Em geral, verifica-se nos horizontes mais superficiais estrutura com grau variando de forte a moderado, que pode ser atribuída à textura argilosa associada à mineralogia caulínica-oxídica e a maior frequência de secagem e umedecimento do solo. A estrutura de grau fraco em blocos subangulares é observada nos horizontes mais profundos dos Latossolos, o que pode ser devido aos teores elevados de caulinita em relação aos óxidos de ferro e alumínio. Comparando os diferentes métodos para determinação de estabilidade de agregados, Sá et al. (2000), observaram que o horizonte B de Terra Roxa Estruturada (Nitossolo Vermelho) com estrutura em blocos subangulares bem definidos apresentou maior resistência ao impacto das gotas de chuva, atribuindo esse fato à mineralogia caulínica. Segundo Resende et al. (2002) os óxidos são agentes desorganizadores que evitam o ajuste face a face, colaborando para um arranjo mais casualizado das partículas, favorecendo pequena coerência entre os grânulos, o que interfere na estabilidade dos agregados.

A textura argilosa a muito argilosa verificada nos perfis P1, P2, P3 e P4 é decorrente do tipo de material de origem (basalto). A mineralogia com predomínio de minerais ferromagnesianos e o baixo teor de sílica das rochas básicas favoreceu a ação dos agentes do intemperismo, originando solos com textura argilosa. Segundo Boulang (1984) a alteração intempérica das rochas básicas em condições de clima tropical é mais rápida, uma vez que ela é constituída, em sua maioria, por minerais facilmente intemperizáveis.

Os dados morfológicos apresentados na Tabela 4 mostram que a cor dos solos na topolitossequência T2 tende ao predomínio de cinza escuro nos horizontes superficiais e com matizes amarelados nos horizontes subsuperficiais, o que pode decorrer da natureza do material de origem (gnáissica), que apresenta baixo teor de ferro em sua composição. Segundo Kämpf & Curi (2000) o ambiente com baixos teores de ferro favorece a formação de goethita em detrimento da hematita, proporcionando cor amarela à matriz do solo. Segundo Streck et al. (2002) a cor amarelada pode significar ambiente mais úmido, onde o tempo de permanência da água no solo é maior, favorecendo, desta forma, a formação de óxidos de ferro hidratados (goethita). Vodyanitskii et al. (2007) encontraram em solos formados de material aluvial (Neossolo) elevados teores de sílica amorfa e goethita, sem a presença de hematita. Segundo estes autores, nos solos sob semi-hidromorfia a hematita torna-se instável, sendo este ambiente favorável à formação da goethita. De acordo com Kämpf & Curi (2000), a concentração de óxidos de ferro está relacionada ao material de origem, ao grau de intemperismo e aos processos pedogênicos que contribuem para acumulação ou remoção de ferro. Devido à hidromorfia, o perfil P5 apresenta cor acinzentada em todos os horizontes, com exceção do Cg3, que tem cor bruno-oliváceo-claro, e os horizontes Cg2 e Cg3 com mosqueados. Segundo Duchaufor (1977) no Gleissolo ocorre comumente, em condições de anaerobiose, cores acinzentadas azuladas ou esverdeadas. Segundo Fanning & Fanning (1989) o ambiente redutor favorece a redução do Fe^{+3} para a forma reduzida, aumentando a solubilidade deste elemento, conduzindo as cores neutras da matriz do solo.

Na topolitossequência T2 observa-se estrutura granular nos horizontes superficiais e em blocos angulares e subangulares, com grau de desenvolvimento variando de forte a moderado nos horizontes subjacentes (Tabela 4).

A ação da matéria orgânica como agente cimentante na agregação do solo, principalmente, nos horizontes superficiais é bastante conhecida, conforme demonstrado nos trabalhos de Pedrotti et al. (2003) e Six et al. (2004). Nos horizontes subsuperficiais a estrutura em blocos pode ser atribuída aos maiores teores de argila associados à presença de caulinita. Resende et al. (2005) atribuem a estrutura em blocos dos horizontes subsuperficiais dos solos a presença de caulinita associada aos baixos teores de óxidos. Estudando o efeito do material de origem e posição topográfica em solos da Baixada Sul Fluminense no Rio de

Janeiro, Silva et al. (2001) também verificaram no horizonte Bt de Argissolo Vermelho-Amarelo estrutura em blocos moderadamente desenvolvida, como consequência de ciclos alternados de umedecimento e secagem, associados à mineralogia caulinítica da fração argila.

Tabela 3. Atributos morfológicos dos solos da toplotossequência T1.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ (cm)	Cor Úmida		Estrutura ⁽⁴⁾	Cerosi- dade ⁽⁵⁾	Classe Textural
		Matiz	Mosq ⁽³⁾			
P1- NITOSSOLO HÁPLICO						
A	0-18	7,5Y	-	fo me ba e bsa	-	argila
Bt1	18-45	5YR	-	fo mpq e pq ba e bsa	co e	muito argilosa
Bt2	45-75	5YR	-	mo pq ba e bsa	co e	muito argilosa
Bt3	75-119	5YR	-	mo pq ba e bsa	ab e	muito argilosa
Bt4	119-175	5YR	-	fr pq ba	co e	muito argilosa
Bt5	175- 200 ⁺	5YR	-	fr pq ba	co e	argila
P2- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO						
A	0-8	7,5Y	-	fo pq bsa	-	argila
AB	8-19	7,5Y	-	fo pq e me bsa	-	argila
BA	19-36	7,5Y	-	mo pq bsa	-	argila
Bw1	36-68	5YR	-	mo mpq e pq bsa	-	muito argilosa
Bw2	68-103	5YR	-	mo mpq e pq bsa	po e fr	muito argilosa
Bw3	103-121	7,5Y	-	fr mpq bsa	po e fr	muito argilosa
Bw4	121-144	7,5Y	-	fr mpq bsa	po e fr	muito argilosa
Bw5	144-186 ⁺	7,5Y	-	mo pq bsa	-	muito argilosa
P3- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO						
A	0-12	7,5Y	-	fo pq e me bsa	-	muito argilosa
Bw1	12-36	5YR	-	mo pq bsa	po e fr	muito argilosa
Bw2	36-54	5YR	-	mo pq bsa	po e fr	muito argilosa
Bw3	54-91	5YR	-	mo pq bsa	-	muito argilosa
Bw4	91-119	7,5Y	-	fr me bsa	-	muito argilosa
Bw5	119-145	7,5Y	-	fr me bsa	-	muito argilosa
Bw6	145-157	7,5Y	-	fr me bsa	-	muito argilosa
Bw7	157-178 ⁺	7,5Y	-	fr me bsa	-	muito argilosa
P4- NITOSSOLO HÁPLICO						
A	0-16	7,5Y	-	fo mpq e pq bsa	-	argila
AB	16-27	7,5Y	-	fo mpq e pq bsa	-	argila
BA	27-47	5YR	-	mo pq bsa	po e fr	argila
Bt1	47-69	5YR	-	mo pq ba	co e mo	muito argilosa
Bt2	69-103	5YR	-	mo pq ba	co e mo	muito argilosa
Bt3	103-137	7,5Y	-	mo pq ba	ab e mo	muito argilosa
Bt4	137-165	7,5Y	-	mo pq ba	ab e mo	muito argilosa
Bt5	165-183 ⁺	7,5Y	-	fr pq ba	ab e mo	muito argilosa
P5- GLEISSOLO HÁPLICO						
A	0-8	N 4	2,5Y	fo pq gr	-	franca
AC	8-28	N 4	5YR	fo pq bsa	-	franco-argilo-arenosa
Cg1	28-68	N 4	2,5Y	maciça	-	franco-argilo-arenosa
Cg2	68-111	5Y	10YR	maciça	-	franco-argilo-arenosa
Cg3	111-131 ⁺	7,5Y	N 5	maciça	-	franco-argilo-arenosa

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)Mosq= mosqueado; (4)fr= fraca; (4)mo= moderada; (4)fo= forte; (4)mpq= muito pequena; (4)pq= pequena; (4)me= média; (4)ba= blocos angulares; (4)bsa= blocos subangulares; (4)gr= granular; (5)po= pouco; (5)co= comum; (5)ab= abundante; T1= toplotossequência derivada da rocha basalto; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

O formato laminar das partículas de argila favorece o arranjo face a face (Kohnke, 1968) que, em condições restritas de umidade, aumenta a adesão e coesão entre as partículas. Segundo Nascimento (2005) à medida que a umidade aumenta as argilas são envoltas por moléculas de água que se ligam às partículas do solo e aos íons trocáveis diminuindo a força de coesão. A alteração na intensidade dessas forças devido aos ciclos de umedecimento e secagem terá como consequência a formação da estrutura em blocos. O GLEISSOLO HÁPLICO (P5), localizado na pedofórmula plana na posição baixa da vertente, apresenta estrutura maciça no horizonte subsuperficial, devida à constante saturação por água que impede os movimentos de expansão e contração do solo e a agregação de sua massa.

Quanto à classe textural (Tabela 4) observa-se variação, dentro de cada perfil, de textura mais grossa (franco-arenosa) em superfície até mais fina (argilosa) em subsuperfície, em função de translocação de argila, de erosão diferencial (Birkland, 1974), de sedimentação e, ou, do baixo grau de alteração do material de origem. Além disto, rochas graníticas tendem a originar solos de textura mais arenosa que as basálticas, devido aos seus teores de minerais mais resistentes ao intemperismo e ao elevado teor de quartzo (Fanning & Fanning, 1989).

Na Tabela 5 são apresentados os dados morfológicos dos solos da topossequência T3, na qual se observa a predominância das cores brunadas tanto nos horizontes superficiais, quanto nos subsuperficiais.

Segundo Schwertmann (1971), as cores vermelhas, amarelas e brunas são determinadas pelas diferentes formas e concentrações de óxidos de ferro. Analisando a relação pedomorfogeológica na distribuição dos solos em uma topossequência, Lacerda et al. (2008), verificaram em Chernossolo Argilúvico derivado de gabro horizonte B textural de cores mais avermelhadas, com matiz 2,5 YR ou mais vermelho, quando comparados aos demais solos, atribuindo tal padrão ao material de origem facilmente intemperizável, com consequente liberação intensa de ferro no pedoambiente, imprimindo aos solos a cor avermelhada.

Verifica-se em todos os horizontes superficiais estrutura em blocos angulares e subangulares com grau de desenvolvimento moderado. Nos horizontes subsuperficiais além da estrutura em blocos, também se observa estrutura prismática no CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (P2, P3 e P4), com grau de desenvolvimento variando de forte a moderado (Tabela 5). Apenas no horizonte C o grau de desenvolvimento apresenta-se fraco.

A estrutura prismática encontrada em alguns solos da topossequência T3 pode ser atribuída ao tipo de argila 2:1. De acordo com Silva (1993), a estrutura prismática é formada quando o solo permanece úmido e expandido por um longo período de tempo, favorecendo a formação de grandes agregados em forma de prismas.

Observa-se predomínio das classes de textura franco-argilosa e argila no NEOSSOLO REGOLÍTICO (P1) e no CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (P2, P3 e P4), mesmo sendo esses solos oriundos de material básico (gabro) de fácil intemperização. Este fato demonstra menor intensidade do intemperismo nos solos da topossequência T3 quando comparada com T1, originada de basalto. Acredita-se que a menor granulometria dos minerais presentes na rocha gabro, como observada nas lâminas petrográficas, favorece a menor intensidade do intemperismo dos solos desta sequência. Segundo Fanning & Fanning (1989), o material de origem através de características como a composição mineralógica, estrutura e granulometria, influencia a pedogênese oferecendo resistência a alterações em graus variados. Ainda, na parte mais baixa da paisagem, em zona de acumulação, é comum o predomínio da textura argilosa, favorecida pela forte erosão dos horizontes superficiais dos solos em posições acima na vertente, visto que a tendência natural das partículas mais finas é de serem arrastadas para as partes mais baixas (Guerra et al., 2005).

Tabela 4. Atributos morfológicos dos solos da topolitossequência T2.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ (cm)	Cor Úmida		Estrutura ⁽⁴⁾	Cerosi- dade ⁽⁵⁾	Classe Textural
		Matriz	Mosq ⁽³⁾			
P1- CAMBISSOLO HÁPLICO						
A1	0-7	10Y	-	mo pq gr	-	franco-argilo-arenosa
A2	7-19	10Y	-	mo me gr e bsa	-	franco-argilo-arenosa
BA	19-32	10Y	-	mo pq e me ba e bsa	-	franco-argilo-arenosa
Bi1	32-49	5YR	-	mo pq e me bsa	po e fr	franco-argilo-arenosa
Bi2	49-71	5YR	-	fo me bsa	po e fr	argila
BC	71-90	10Y	-	fr pq e me bsa	-	franco-argilo-arenosa
C	90-76	2,5Y	-	fr pq e me bsa	-	areia-franca
Cr	176-192 ⁺	2,5Y	-	fr mpq e me gr e bsa	-	areia-franca
P2- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO						
A1	0-9	10YR	-	mo pq gr	-	franco-argilo-arenosa
A2	9-25	10YR	-	mo pq gr e bsa	-	franco-argilo-arenosa
BA	25-63	10YR	-	mo pq e me ba e bsa	-	franco-argilo-arenosa
Bt1	63-112	7,5Y	-	mo pq e me bsa	-	argila
Bt2	112-149	2,5Y	-	mo pq bsa	-	muito argilosa
Bt3	149-196 ⁺	2,5Y	-	mo pq bsa	-	argila
P3- CAMBISSOLO HÁPLICO						
A	0-18	10YR	-	mo pq e me gr e bsa	-	franco-argilo-arenosa
BA	18-43	7,5Y	-	mo pq e me bsa	-	franco-argilo-arenosa
Bi1	43-72	7,5Y	-	fo me e gr ba e bsa	po e fr	argila
Bi2	72-103	2,5Y	-	mo pq e me ba	po e fr	argila
BC	103-200 ⁺	2,5Y	-	fr pq e me bsa	-	franco-argilo-arenosa
P4- ARGISSOLO AMARELO						
A	0-13	10YR	-	mo mpq e pq gr e bsa	-	franco-argilo-arenosa
AB	13-27	10YR	-	mo pq e me bsa	-	franco-argilo-arenosa
BA	27-57	10YR	-	mo pq bsa	po e fr	franco-argilo-arenosa
Bt1	57-74	7,5Y	-	fo me e gr ba e bsa	ab. e mo	argila
Bt2	74-104	7,5Y	-	mo pq ba	co e mo	argila
Bt3	104-138	10YR	-	mo pq e me ba	co e mo	franco-argilo-arenosa
BC	138-144	10YR	-	mo pq e me ba e bsa	co e mo	franco-argilo-arenosa
C	144-199 ⁺	10YR	-	mo pq e me bsa	-	franco-argilo-arenosa
P5- GLEISSOLO HÁPLICO						
A	0-19	10Y	7,5Y	fo pq gr	-	franco-arenosa
AC	19-29	10Y	7,5Y	fo pq e me bsa	-	franco-arenosa
Cg1	29-76	N 5	-	maciça	-	franco-argilo-arenosa
Cg2	76-105	10Y	2,5Y	maciça	-	franco-argilo-arenosa
Cg3	105-140 ⁺	2,5Y	N 5	maciça	-	franco-argilo-arenosa

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)Mosq= mosqueado; (4)fr= fraca; (4)mo= moderada; (4)fo= forte; (4)mpq= muito pequena;

(4)pq= pequena; (4)me= média; (4)ba= blocos angulares; (4)bsa= blocos subangulares; (4)gr= granular; (5)po= pouco; (5)co= comum;

(5)ab= abundante; T2= topolitossequência derivada da rocha biotita-muscovita gnaisse; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

Tabela 5. Atributos morfológicos dos solos da toplotossequência T3.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ (cm)	Cor Matriz ⁽³⁾	Estrutura ⁽⁴⁾	Cerosidade ⁽⁵⁾	Classe Textural
P1- NEOSSOLO REGOLÍTICO					
A1	0-10	5YR 3/1	mo mpq e pq ba	-	franco-argilosa
A2	10-21	5YR 3/1	mo mpq e pq ba	-	franco-argilosa
C	21-47	variegada	fr mpq ba	-	franco-argilo-arenosa
Cr1	47-75	variegada	fr mpq ba	-	franco-arenosa
Cr2	75-90 ⁺	variegada	material semi-alterado	-	franco-arenosa
P2- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO					
A	0-5	5YR 3/2	mo mpq e pq ba e bsa	-	franco-argilosa
BA	5-37	5YR 3/3	fr gd ba e pr	ab e mo	argila
Bt1	37-66	5YR 3/3	fo me e gd ba e pr	ab e mo	argila
Bt2	66-77	5YR 3/3	fo me e gd ba e pr	co e fr	franco-argilosa
BC	77-95	7,5YR 3/4	mo pq e me ba e pr	po e fr	franco-argilo-arenosa
C	95-114	5YR 3/4	fr mpq bsa	-	franco-argilo-arenosa
Cr	114-130 ⁺	5YR 3/4	fr mpq bsa	-	franco-argilo-arenosa
P3- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO					
A	0-13	5YR 3/2	mo pq ba e bsa	-	franco-argilosa
BA	13-38	5YR 3/3	mo mpq e pq ba	po e fr	franco-argilosa
Bt	38-70	5YR 3/4	fo me e gd ba e pr	ab e mo	argila
C	70-135 ⁺	5YR 3/4	fr mpq ba	-	franco-argilo-arenosa
P4- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO					
A	0-12	5YR 3/2	mo pq bs	-	franco-argilosa
BA	12-48	5YR 3/4	fo mgd e gd ba	po e fr	argila
Bt1	48-99	5YR 3/4	fo mgd e gd pr	ab e mo	argila
Bt2	99-137	7,5YR 3/4	mo pq ba	co e mo	argila
BC	137-146	10YR 5/6	mo mpq e pq bs	-	argila
C1	146-156	5Y 5/1	maçica	-	argila
C2	156-168	5Y 5/1	material semi-alterado	-	franca
C3	168-200 ⁺	variegada	material semi-alterado	-	franco-arenosa

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)Mosq= mosqueado; (4)fr= fraca; (4)mo= moderada; (4)fo= forte; (4)mpq= muito pequena; (4)pq= pequena; (4)me= média; (4)ba= blocos angulares; (4)bsa= blocos subangulares; (4)gr= granular; (5)po= pouco; (5)co= comum; (5)ab= abundante; T3= toplotossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

4.3 Atributos Físicos

Os resultados da análise física (Tabela 6) dos perfis da toplotossequência T1 demonstram características similares tais como: elevados teores de argila, grau de floculação próximo de 100 % em profundidade, relação silte/argila < 0,7, densidade do solo variando de 0,89 a 1,36 Mg m⁻³ e volume total de poros acima de 50 %.

Os resultados granulométricos mostram pequenas variações nos teores de argila silte e areia ao longo da encosta, exceto para o GLEISSOLO HÁPLICO (P5). Para os perfis, em geral, constata-se o aumento dos valores de argila e diminuição da areia em profundidade. Os valores de areia grossa são ligeiramente mais elevados dos que os de areia fina, com exceção ao NITOSSOLO HÁPLICO (P4). Com exceção horizonte A do GLEISSOLO HÁPLICO (P5) todos os demais apresentam relação silte/argila baixa (Vambek, 1962), caracterizando solos de estágio mais avançado de intemperização, com baixos valores de ki (Moniz, 1973). Tal fato é explicado pelo fato de esses solos serem produtos da alteração de rocha (basalto) com menor resistência ao intemperismo.

Para os teores de argila naturalmente dispersa em água observa-se uma grande variação desses, com teores mais elevados nos horizontes superficiais dos NITOSSOLOS (P1 e P4) e dos LATOSSOLOS (P2 e P3). Tal fenômeno pode ser favorecido pelo maior conteúdo de matéria orgânica nesses horizontes superficiais, uma vez que, eleva o teor de cargas negativas no solo, as quais podem resultar na repulsão das partículas dos colóides dos solos. Segundo Benites & Mendonça (1998), o teor de matéria orgânica presente nos horizontes superficiais contribui para a diminuição do ponto de carga zero, proporcionando maior dispersão. Em relação ao grau de flocculação observa-se o aumento em profundidade nos horizontes subsuperficiais dos LATOSSOLOS E NITOSSOLOS.

Segundo Sposito (1989), valores elevados de flocculação estão relacionados com a proximidade do pH da reação dos solos com o pH de ponto de carga zero, que proporciona ao sistema coloidal baixo potencial elétrico, pois a densidade de carga líquida do solo é zero.

No GLEISSOLO HÁPLICO o elevado teor de argila naturalmente dispersa em todos os horizontes pode ser justificado pela sua condição de drenagem, que promove maior hidratação das partículas de argila. Como consequência ocorre à diminuição das forças de adesão e coesão, o que promove a menor agregação em condições naturais, favorecendo a dispersão entre as partículas do solo. Neste perfil a textura franca em superfície e a textura franco-argilo-arenosa nos horizontes subsuperficiais, com predomínio da fração areia grossa, pode ser atribuída à migração do material fino do perfil.

Estudando a composição granulométrica dos solos de topossequência em Marabá no Estado do Pará, Reis (2005), observou em Gleissolo que ao longo da vertente até a rede hidrográfica ocorreu acumulação relativa da fração areia em consequência da perda intensa de partículas finas e materiais solúveis, ocasionada pela permanência de água neste local, devido à estação úmida. Segundo Grimaldi et al. (1994), as condições hidromórficas levariam a redução do ferro e, posteriormente, sua dissolução, favorecendo a desestabilização dos agregados, enquanto as condições ácidas permitiriam a destruição das partículas de argila.

Os menores valores de densidade do solo foram verificados no NITOSSOLO HÁPLICO (P1) e LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (P2 e P3) podendo ser associados ao domínio dos argilominerais e óxidos. Brandão et al. (2003) e Muggler et al. (1999) correlacionam a densidade do solo com os teores de óxidos de ferro e alumínio presentes no solo, pois o efeito desorganizador destes, evita o ajuste face a face das argilas, colaborando para um arranjo casualizado das partículas, tendo-se como consequência a diminuição da densidade do solo. Exceção a este padrão verifica-se no NITOSSOLO HÁPLICO (P4) que apresenta valores mais elevados de densidade, o que pode estar correlacionado com os maiores valores de areia fina e silte encontrados neste perfil.

Quanto à densidade das partículas (D_p) em solos de clima tropical e subtropical valores próximos de $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$ são comuns. Valores mais elevados e próximos a $3,0 \text{ Mg m}^{-3}$ podem ser verificados quando óxidos de ferro e outros minerais pesados, que apresentam ferro na sua constituição, ocorrem no perfil (Kiehl, 1979).

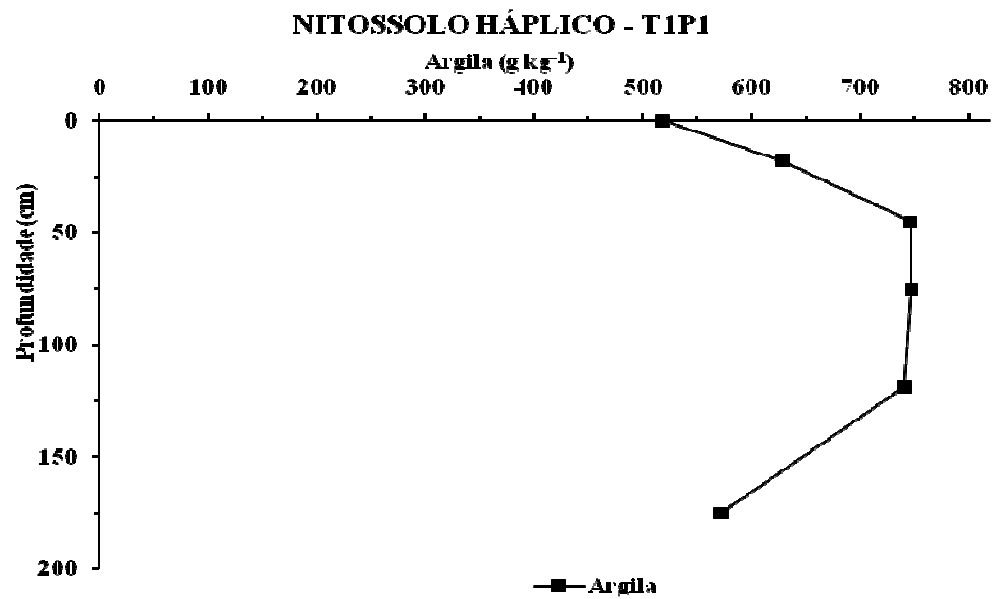
Nas Figura 12, 13 e 14 pode-se observar o padrão de distribuição da argila em profundidade nos solos da topossequência T1, onde se verifica que os teores de argila aumentam com a profundidade nos NITOSSOLOS (P1 e P4) Entretanto, nos horizontes Bt4 e Bt5, respectivamente, ocorre o decréscimo dos teores de argila. Pode-se observar nesses solos a variação dos teores de argila dos horizontes AB para os B níticos, indicando haver pequeno incremento de argila, necessário a formação dos NITOSSOLOS. Segundo Ahrens & Arnold (1999), para a formação dos NITOSSOLOS é necessário que o processo de eluviação/iluviação ocorra com pequena intensidade para não caracterizar relação textural acima de 1,5. As variações no teor de argila indicam a ação de mecanismos de translocação ou de perda diferencial de argila em superfície, por erosão ou por sua destruição (USDA, 1999), mesmo que não seja suficiente para definir um horizonte B textural.

Observa-se no LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (P2 e P3) ligeiro aumento dos teores de argila em profundidade. Porém nos horizontes BA e Bw4, respectivamente, diminuem esses teores. Também foi verificado pequeno incremento de argila do horizonte Bw1 para o Bw2, de ambos os perfis. O GLEISSOLO HÁPLICO (P5) apresenta baixos valores de argila, com variações de acréscimo nos horizontes AC e Cg2 e decréscimo nos horizontes Cg1 e Cg3 em profundidade.

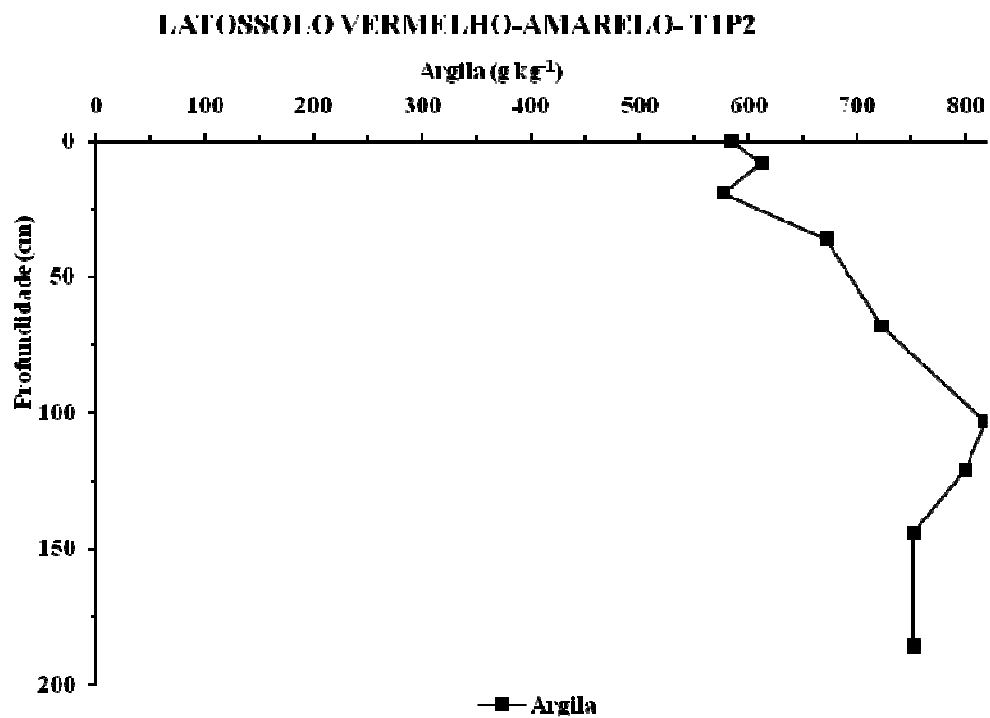
Tabela 6. Atributos físicos dos solos da topolitossequência T1.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Areia ⁽³⁾		Silte	Argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾ %	Sil/ Arg ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾ %
		AG	AF						Ds	Dp	
-----g kg ⁻¹ -----											
---Mg m ⁻³ ---											
P1- NITOSSOLO HÁPLICO											
A	0-18	1	1	17	518	3	31	0,34	0,99	2,65	63
Bt1	18-45	1	1	12	630	6	99	0,20	1,25	2,86	56
Bt2	45-75	9	8	78	746	0	10	0,10	1,20	2,87	58
Bt3	75-119	1	7	75	747	1	10	0,10	1,25	2,86	56
Bt4	119-175	9	8	79	741	2	96	0,11	1,16	2,90	60
Bt5	175- 200+	8	8	25	572	2	96	0,45	1,33	2,96	55
P2- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO											
A	0-8	15	1	15	585	3	35	0,26	1,17	2,81	58
AB	8-19	14	1	13	612	3	38	0,23	1,11	2,86	61
BA	19-36	16	1	15	577	2	58	0,27	1,25	2,65	53
Bw1	36-68	10	9	12	672	4	93	0,18	1,14	2,88	60
Bw2	68-103	94	9	86	723	6	99	0,12	0,89	2,90	69
Bw3	103-121	84	8	14	818	1	99	0,02	1,15	2,75	58
Bw4	121-144	77	7	45	800	4	99	0,06	1,08	2,81	61
Bw5	144-186 ⁺	88	8	78	752	6	99	0,10	1,22	2,94	58
P3- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO											
A	0-12	14	1	13	596	3	42	0,22	1,26	2,91	57
Bw1	12-36	12	8	92	696	1	80	0,13	1,23	2,90	57
Bw2	36-54	94	7	11	717	1	97	0,16	1,23	2,86	57
Bw3	54-91	87	7	58	776	7	99	0,07	1,06	2,81	62
Bw4	91-119	96	8	19	624	2	96	0,32	0,93	2,93	68
Bw5	119-145	99	8	38	774	2	96	0,05	1,01	2,89	65
Bw6	145-157	10	8	41	774	5	99	0,05	0,95	2,74	65
Bw7	157-178 ⁺	11	7	77	734	1	99	0,10	0,95	2,78	68
P4- NITOSSOLO HÁPLICO											
A	0-16	16	1	20	453	2	35	0,45	1,22	2,68	54
AB	16-27	14	1	22	454	2	36	0,49	1,32	2,75	52
BA	27-47	13	1	21	494	8	83	0,43	1,35	2,79	51
Bt1	47-69	10	1	11	664	2	97	0,17	1,32	2,74	52
Bt2	69-103	85	1	12	691	1	98	0,18	1,31	2,70	51
Bt3	103-137	80	9	10	727	7	99	0,14	1,26	2,64	52
Bt4	137-165	84	1	11	705	1	98	0,16	1,36	2,86	52
Bt5	165-183 ⁺	88	8	48	783	1	99	0,06	1,11	3,00	63
P5- GLEISSOLO HÁPLICO											
A	0-8	27	2	26	250	5	77	1,07	1,01	3,15	68
AC	8-28	32	2	13	265	7	73	0,49	-	-	-
Cg1	28-68	43	2	10	213	1	51	0,51	-	-	-
Cg2	68-111	30	2	12	347	2	40	0,35	-	-	-
Cg3	111-131 ⁺	41	2	11	265	1	29	0,45	-	-	-

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)AG= areia grossa; (3)AF= areia fina; (4)AN= argila naturalmente dispersa em água; (5)GF= grau de flocculação; (6)Sil/Arg= relação silte/argila; (7)Ds= densidade do solo; (7)Dp= densidade da partícula; (8)VTP= porosidade total; T1= topolitossequência derivada da rocha basalto; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

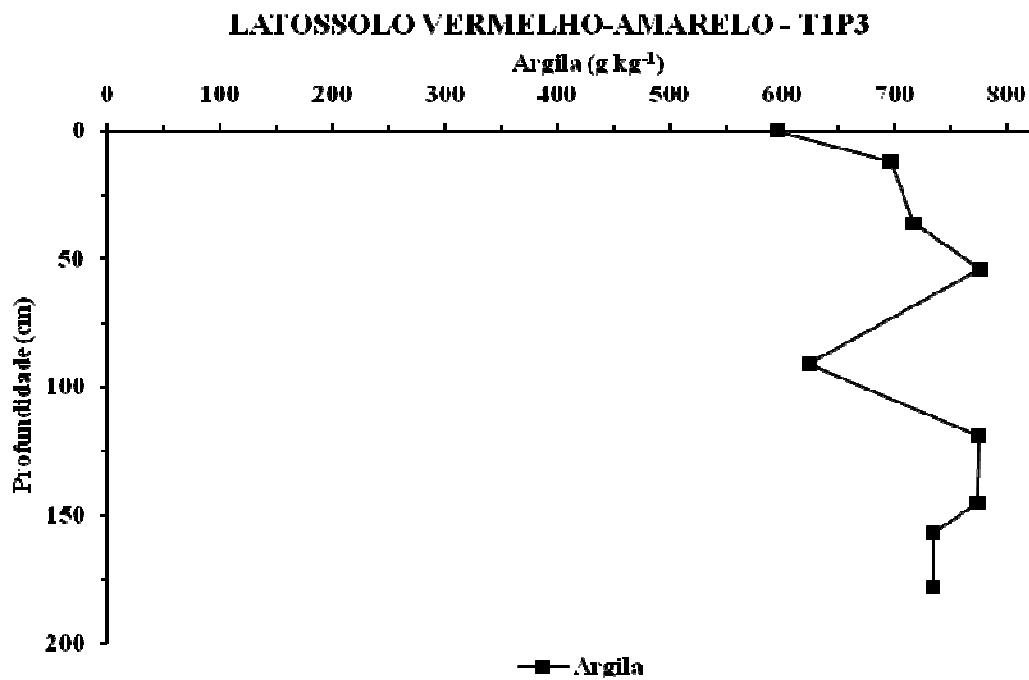


(a)

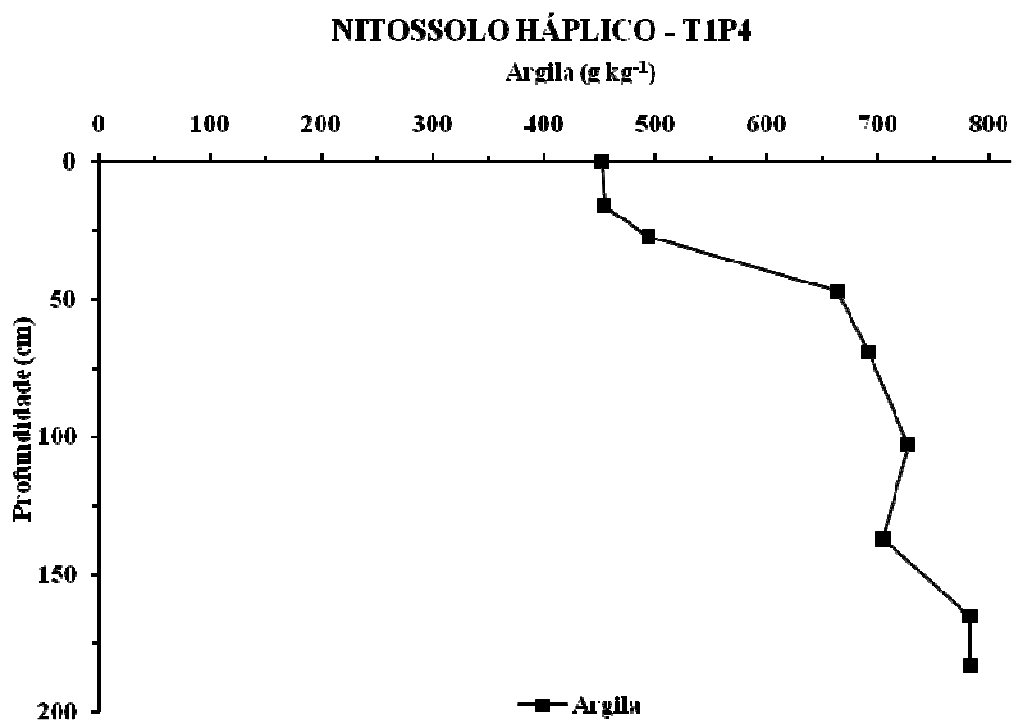


(b)

Figura 12. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis P1 (a) e P2 (b) da toplotossequência T1.



(a)



(b)

Figura 13. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis P3 (a) e P4 (b) da toplotossequência T1.

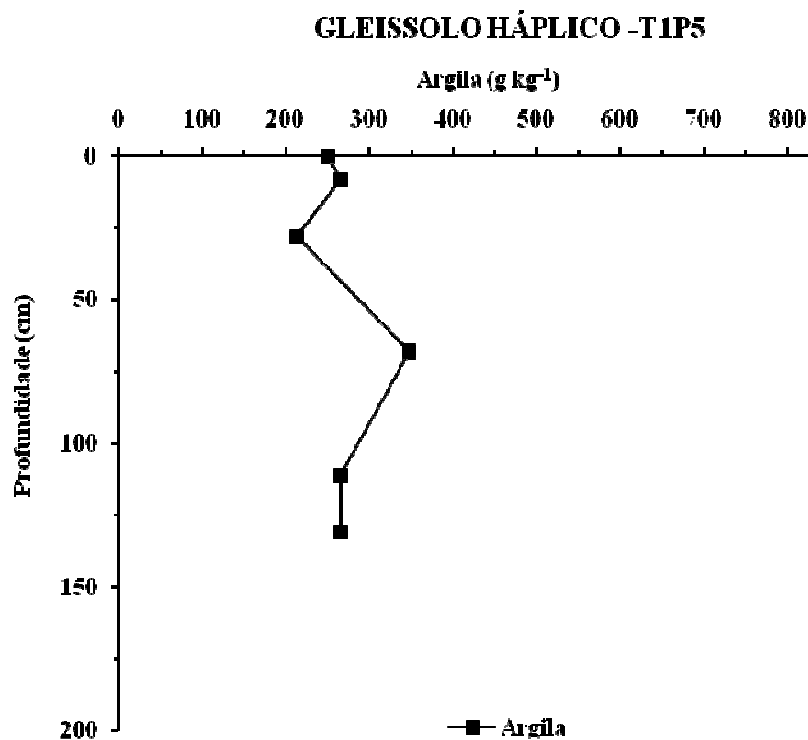


Figura 14. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade do perfil P5 da topolitossequência T1.

Os resultados da análise física dos solos da topolitossequência T2 (Tabela 7) mostram na granulometria dos solos teores de areia muito superiores aos dos solos da T1, sendo a fração areia grossa mais expressiva, o que comprova a resistência do material de origem gnáissico ao intemperismo. A relação silte/argila é próxima ou superior a 0,6 nos horizontes superficiais e nos horizontes C do CAMBISSOLO HÁPLICO (P1), indicando menor grau de intemperização, comparando aos solos da sequência T1.

De modo geral, todos os solos desta sequência apresentam elevados valores de argila dispersa, concomitante com o baixo grau de floculação, com exceção aos horizontes mais profundos dos perfis do ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (P2), CAMBISSOLO HÁPLICO (P3) e ARGISSOLO AMARELO (P4). Devido ao menor grau de evolução, desta topolitossequência conclui-se que os valores de óxidos são relativamente baixos, o que contribui significativamente para maior dispersão das argilas.

Segundo Muggler et al. (1999), os óxidos de ferro influenciam na agregação, pois funcionam como agentes de ligação entre as partículas minerais. Outro fato relevante para a elevada dispersão destes solos é o teor de magnésio superior aos teores de cálcio. Segundo Richards (1954) e Sokolov (1963), elevada saturação por magnésio em solos resulta em efeitos físicos deletérios, dentre eles a dispersão. Ellis & Caldwell (1978) também verificaram o efeito específico do magnésio trocável na degradação da agregação dos solos. Corrêa et al. (2003), estudando atributos físicos e químicos de solos da Paraíba, observaram que o valor de argila dispersa aumentava graças ao efeito dispersante promovido pelo íon Mg.

O baixo grau de floculação nos horizontes superficiais favorece a translocação das argilas e o gradiente textural no ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (P2) e no ARGISSOLO AMARELO (P4). Comparada as demais, essa sequência tem menores valores de porosidade total, menores que 50% na maioria dos horizontes. Tal padrão está relacionado

com teores de argila dispersa, baixo grau de floculação e teor de areia fina, que favorecem preenchimento dos poros diminuindo a porosidade e aumentando a densidade do solo.

Tabela 7. Atributos físicos dos solos da topolitossequência T2.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Areia ⁽³⁾		Silte	Argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾ %	Sil/ Arg ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾ %
		AG	AF						Ds	Dp	
-----g kg ⁻¹ -----											
-----Mg m ⁻³ -----											
P1- CAMBISSOLO HÁPLICO											
A1	0-7	35	24	16	235	1	48	0,71	1,07	2,48	57
A2	7-19	44	18	16	211	1	34	0,79	1,37	2,64	48
BA	19-32	39	18	14	285	2	24	0,50	1,53	2,68	43
Bi1	32-49	31	18	12	374	2	22	0,34	1,56	2,75	43
Bi2	49-71	24	20	14	400	2	36	0,36	1,53	2,71	44
BC	71-90	39	22	14	242	1	18	0,58	1,58	2,84	44
C	90-176	46	32	11	107	1	4	1,04	1,52	2,76	45
Cr	176-192 ⁺	56	28	79	67	2	60	1,17	1,50	2,77	46
P2- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO											
A1	0-9	39	21	13	251	1	43	0,56	1,24	2,55	51
A2	9-25	39	22	14	244	1	35	0,57	1,35	2,65	49
BA	25-63	32	20	11	351	2	18	0,34	1,49	2,68	44
Bt1	63-112	21	13	51	591	6	89	0,09	1,39	2,70	49
Bt2	112-149	17	12	97	606	1	97	0,16	1,42	2,67	47
Bt3	149-196 ⁺	24	21	13	411	1	97	0,32	1,46	2,72	46
P3- CAMBISSOLO HÁPLICO											
A	0-18	39	21	14	254	1	38	0,55	1,39	2,65	47
BA	18-43	31	21	15	321	2	22	0,47	1,37	2,76	50
Bi1	43-72	25	16	16	413	2	28	0,39	1,28	2,60	51
Bi2	72-103	19	13	11	566	1	98	0,20	1,16	2,66	56
Bi3	103-200 ⁺	22	28	15	337	6	98	0,45	1,35	2,84	52
T2P4- ARGISSOLO AMARELO											
A	0-13	41	24	13	207	9	55	0,65	1,40	2,68	48
AB	13-27	38	24	15	217	1	39	0,71	1,54	2,55	40
BA	27-57	32	26	14	273	1	28	0,52	1,55	2,84	45
Bt1	57-74	23	16	10	487	1	96	0,22	1,37	2,57	46
Bt2	74-104	23	22	13	410	1	96	0,33	1,48	2,68	45
Bt3	104-138	32	24	12	313	1	95	0,39	1,53	2,64	42
BC	138-144	25	32	14	273	2	91	0,54	1,38	2,58	47
C	144-199 ⁺	28	32	13	253	2	89	0,53	1,44	2,44	41
T2P5- GLEISSOLO HÁPLICO											
A	0-19	37	27	15	190	7	61	0,82	1,01	2,44	58
AC	19-29	45	23	12	186	1	46	0,66	-	-	-
Cg1	29-76	39	27	10	229	1	21	0,45	-	-	-
Cg2	76-105	37	26	12	239	1	19	0,50	-	-	-
Cg3	105-140 ⁺	47	23	93	200	1	25	0,47	-	-	-

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)AG= areia grossa; (3)AF= areia fina; (4)AN= argila naturalmente dispersa em água; (5)GF= grau de floculação; (6)Sil/Arg= relação silte/argila; (7)Ds= densidade do solo; (7)Dp= densidade da partícula; (8)VTP= porosidade total; T2= topolitossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaiss; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

Os valores de densidade do solo são mais elevados na topolitossequência T2, variando de 1,17 a 1,58 Mg m⁻³, associado ao maior teor de areia. Estes resultados são corroborados por Giarola et al. (2002) que estudaram o padrão físico de solos da região Sul do Brasil e observaram que a densidade do solo foi positivamente correlacionada com a fração areia fina.

Em profundidade verifica-se variação da densidade do solo associada à diminuição dos teores de matéria orgânica e ao aumento dos percentuais de areia e silte. Reinert et al. (2008) encontraram em Santa Maria, no Rio Grande do Sul, Argissolo Vermelho com valores superiores aos aqui verificados, com variação entre 1,75 e 1,85 Mg m⁻³ e 2,44 e 2,84 Mg m⁻³

para densidade das partículas (D_p). Esses valores devem-se a mineralogia do material de origem (muscovita-biotita gnaíse), contribuindo com minerais de quartzo e micas.

Nas Figura 15, 16 e 17 é apresentada a variação de argila. Em todos os perfis nota-se decréscimo nos horizontes mais profundos, exceto no GLEISSOLO HÁPLICO (P5).

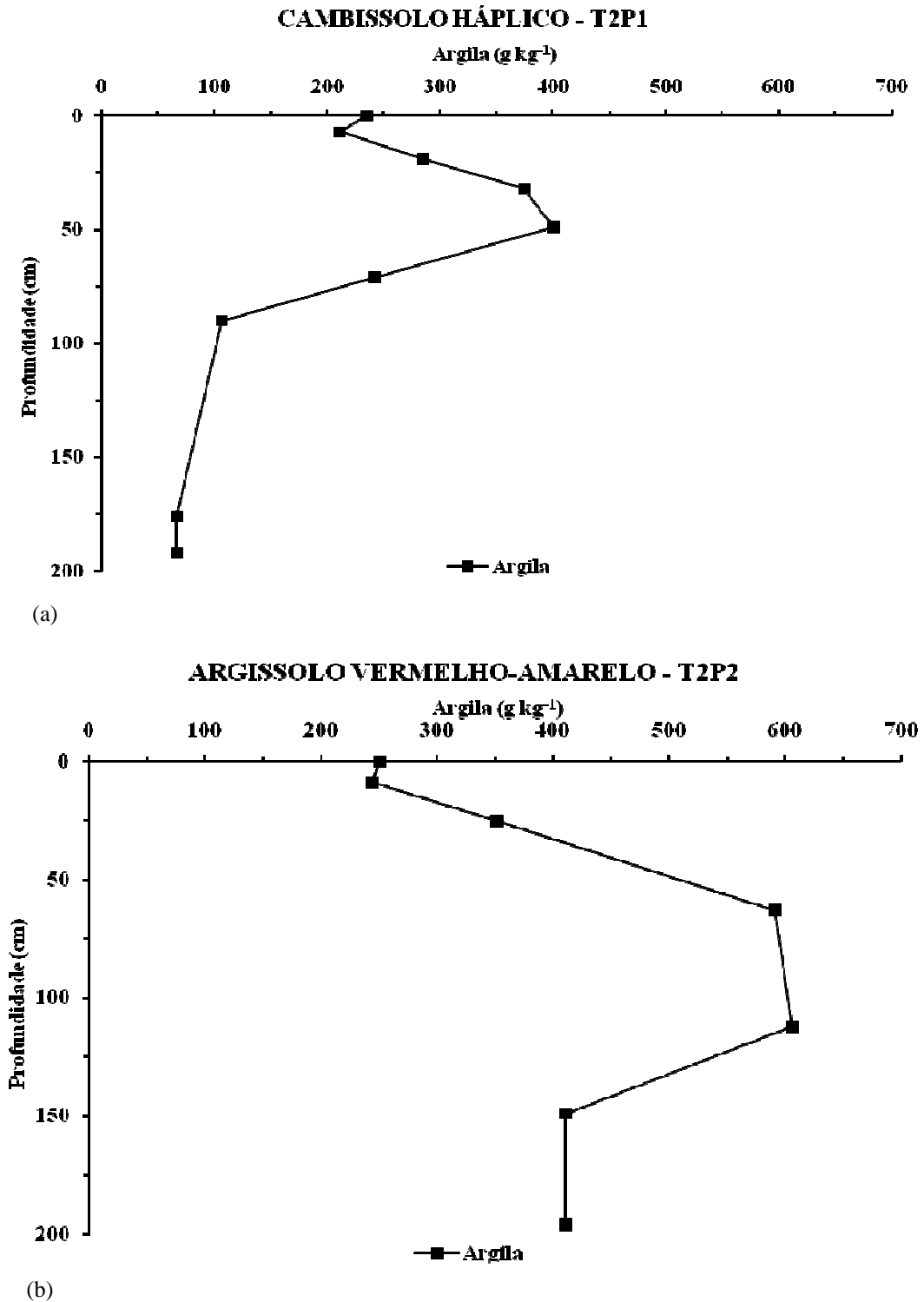


Figura 15. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis P1 (a) e P2 (b) da topositossequência T2.

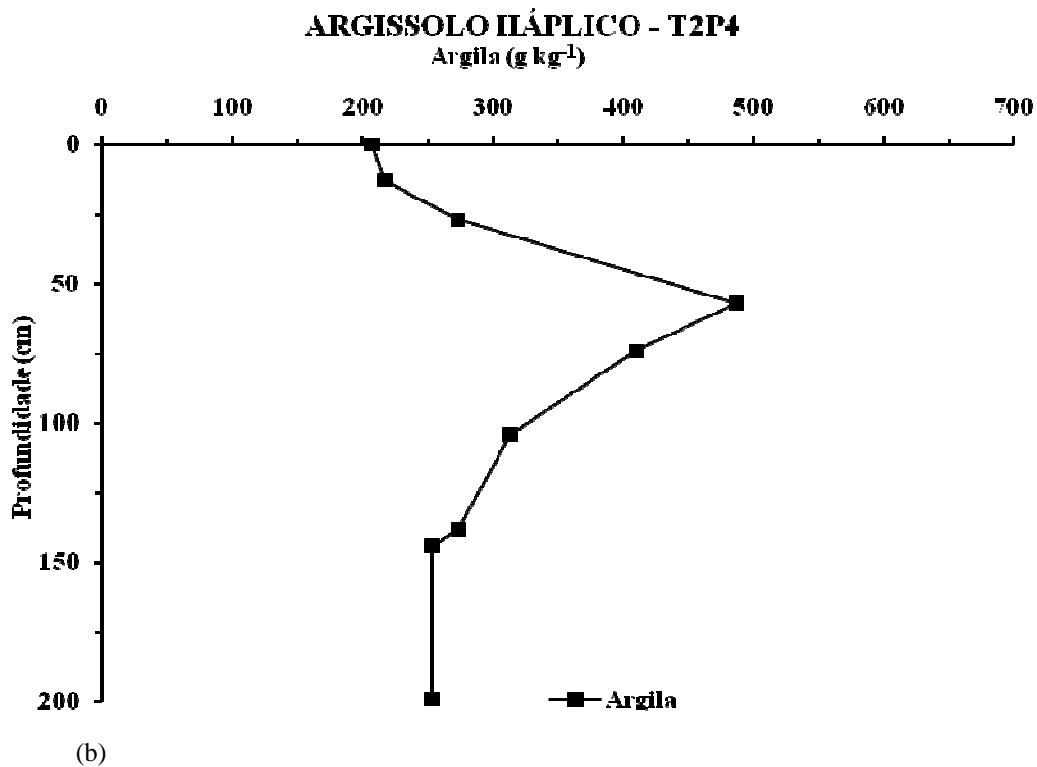
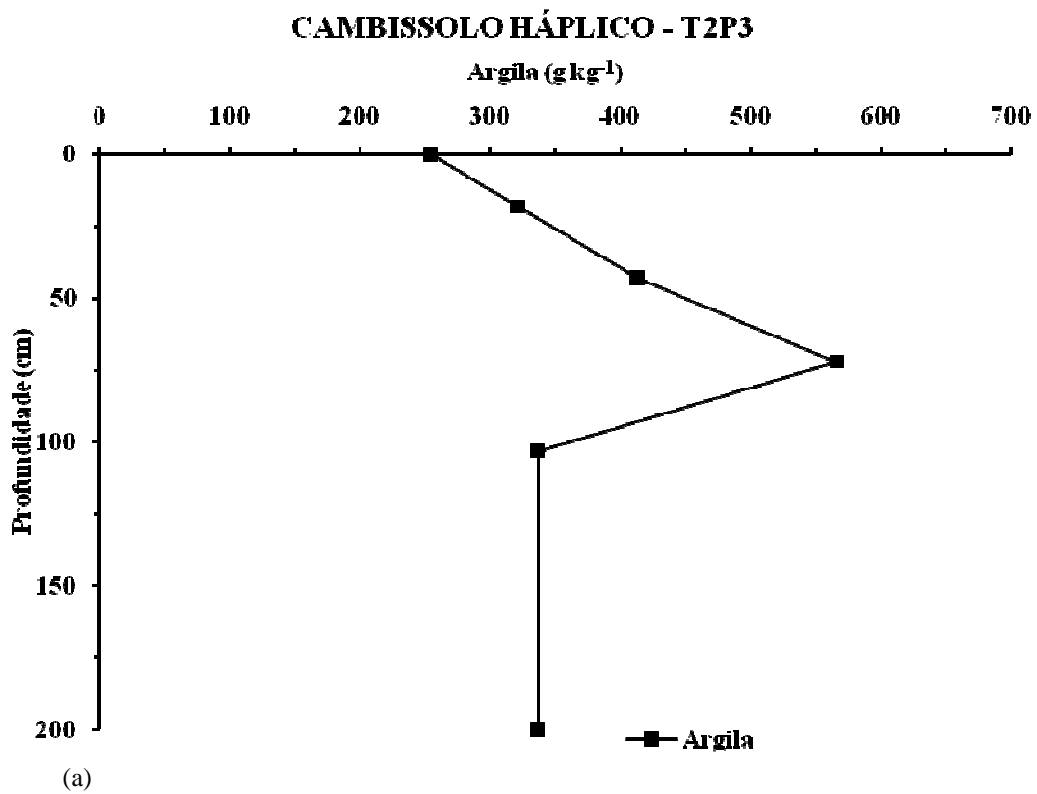


Figura 16. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis P3 (a) e P4 (b) da toplotossequência T2.

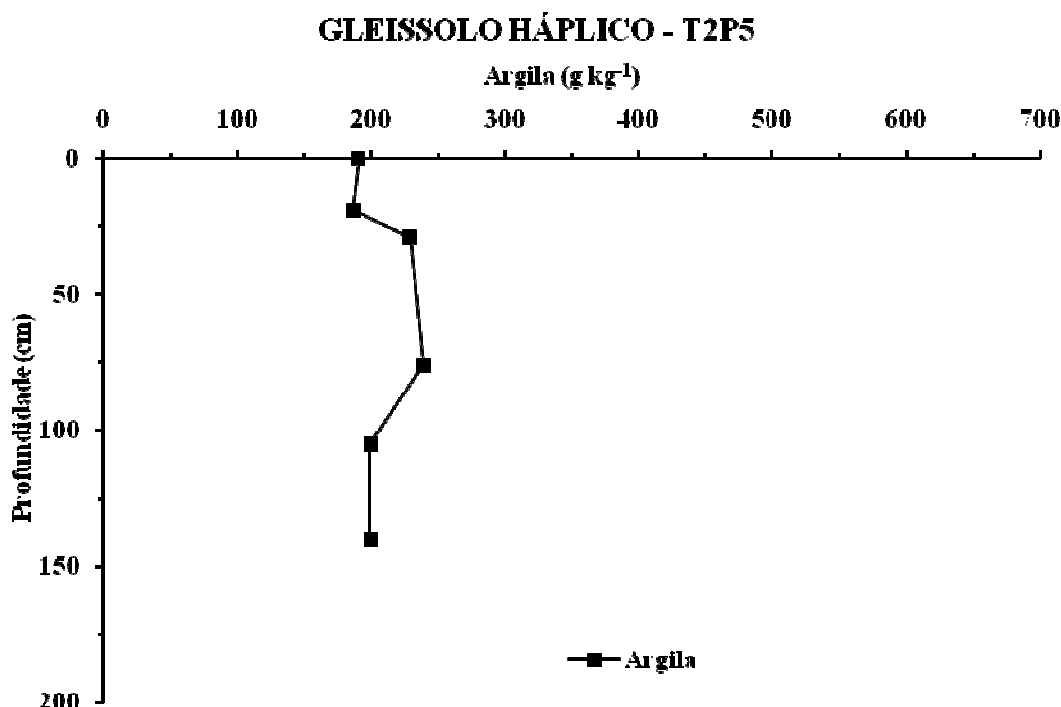


Figura 17. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade do perfil P5 da topolitossequência T2.

Os menores teores de argila em todos os solos da T2 são condizentes com o material de origem, contudo notam-se incrementos de argila em BA e Bt1 do ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (P2) e do ARGISSOLO AMARELO (P4), com a relação textural de 1,9 e 1,8, respectivamente. Segundo Phillips (2004), o gradiente textural é resultante dos processos de perda de argila na camada superficial, deposição de sedimentos, bioturbação, neoformação ou destruição de argila e translocação de argila.

Observa-se na maioria dos horizontes A e B, da topolitossequência T3, o predomínio da fração areia fina em relação à areia grossa, assim como, elevados teores de silte (Tabela 8). A relação silte/argila apresenta valores superiores a 0,7 em todos os horizontes superficiais e em alguns subsuperficiais, evidenciando o baixo grau de alteração dos perfis, em relação às demais topolitossequências.

Segundo Duarte et al. (1996), a variação na relação silte/argila pode ser causada por processos de destruição preferencial de argila em superfície, remoção superficial do material mais fino por escoamento difuso e/ou iluviação de argila do horizonte A para o B. No entanto, acredita-se que neste caso, a erosão e a contribuição do material de origem são os principais responsáveis pelo aumento da relação silte/argila nos horizontes superficiais, pois foi verificado forte grau de erosão nos perfis desta sequência.

Nos horizontes subsuperficiais os elevados valores das frações areia e silte podem ser justificados pelo menor grau de alteração dos solos, mesmo sendo derivados de material básico que é de fácil intemperização.

Segundo Resende et al. (1995), apenas os solos mais novos apresentam elevados teores de silte. Em observação a lâmina petrográficas do material de origem (gabro) verifica-se a granulometria mais grossa, o que possivelmente retarda os mecanismos de alteração da

rocha, com conseqüente preservação da fração grossa do solo. Acredita-se que no balanço entre alteração e remoção, houve momentos que a erosão foi mais intensa retirando material alterado até a remoção da grande parte do horizonte superficial. Provavelmente, os teores elevados de silte contribuem para remoção do material do solo, uma vez que, solos mais siltosos apresentam-se com maior susceptibilidade à erosão. Guerra & Botelho (2003) ressalta que quanto maior o teor de silte mais elevada à suscetibilidade dos solos em seres erodidos.

O grau de flocculação de todos os solos da T3 é inferior aos das demais topolitossequências, em conseqüência esta apresenta elevados valores de argila naturalmente dispersa em água, mesmo apresentando elevados teores do íon flocculante como o cálcio.

Segundo Olphen (1963), solos com argila 2:1 apresentam um sistema com elevado potencial eletronegativo, devido à alta atividade dos colóides do solo, gerando a tendência da repulsão eletrostática entre eles. Acredita-se que além da mineralogia 2:1, os elevados teores de silte e de matéria orgânica em superfície, e o elevado teor de magnésio, também contribuíram para dispersão elevada, nesta seqüência.

Nacif (2001), estudando solos da bacia hidrográfica do rio Cachoeira no sudeste da Bahia, observou Chernossolos com elevado teor de argila naturalmente dispersa, atribuindo tal fato ao elevado teor de magnésio encontrado nesses solos. Segundo o autor, os baixos graus de flocculação encontrados nos Chernossolos estudados contradizem a afirmação do SiBSC (2006), que considera os Chernossolos apresentam colóides orgânicos e inorgânicos, predominantemente, em estado de flocculação.

Os valores da D_s são semelhantes aos observados na seqüência T2, variando de 1,15 a 1,48 $Mg\ m^{-3}$. Da mesma forma, os maiores teores de areia e silte podem estar contribuindo para o aumento da densidade. Segundo Resende et al. (2002), o silte, em razão da sua dimensão, pode causar entupimento dos poros, aumentando a densidade do solo. Nacif (2001) observou em CHERNOSSOLOS ARGILÚVICOS elevada densidade do solo, atribuindo tal padrão à presença de horizontes Bt e a argila de alta atividade, que proporcionam à massa do solo contínuos movimentos de contração e expansão. Segundo o referido autor, esses dois fatores associados permitem que as massas dos solos sejam submetidas à processos naturais de ajustes, proporcionando o aumento das densidades.

Os solos da T3 apresentam valores D_p que variam de 2,61 a 3,02 $Mg\ m^{-3}$, sendo estes valores maiores que nos perfis das demais topolitossequências. Segundo Schwertmann & Taylor (1989), elevados valores de densidade das partículas expressam à presença de minerais que apresentam elevada densidade como a hematita e goethita. Além desses óxidos observa-se na composição dos solos desta seqüência, titânio e zircônio, que possuem densidade das partículas elevada.

Nas Figura 18 e 19 verifica-se no CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (P2, P3 e P4) que os teores de argila aumentam até atingirem valor máximo, com posterior diminuição em profundidade. Pode-se observar que os teores mais elevados de argila se encontram nos horizontes Bt. Padrão inverso é observado no NEOSSOLO REGOLÍTICO (P1) com o teor de argila decrescendo em profundidade. Por se tratar de solo com baixo grau de evolução, espera-se que os horizontes superficiais, por estarem mais expostos à ação dos agentes intempéricos, apresentem maiores teores de argila.

Tabela 8. Atributos físicos dos solos da topolitossequência T3.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Areia ⁽³⁾		Silte	Argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾ %	Sil/ Arg ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾ %
		AG	AF						Ds	Dp	
P1- NEOSSOLO REGOLÍTICO											
A1	0-10	187	191	258	364	188	48	0,71	1,15	2,61	56
A2	10-21	244	165	249	342	268	22	0,73	1,17	2,77	58
C	21-47	324	231	212	233	188	19	0,91	-	-	-
Cr1	47-75	467	184	150	199	146	26	0,76	-	-	-
Cr2	75-90 ⁺	454	245	157	144	130	10	1,09	-	-	-
P2- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO											
A	0-5	222	221	243	314	215	32	0,77	1,40	2,90	52
BA	5-37	172	181	240	407	357	12	0,59	1,18	2,95	60
Bt1	37-66	118	154	185	543	320	41	0,34	1,28	2,75	54
Bt2	66-77	177	194	244	385	300	22	0,63	1,18	2,99	60
BC	77-95	333	210	187	270	200	26	0,69	1,21	2,85	57
C	95-114	323	199	229	249	201	19	0,92	-	-	-
Cr	114-130 ⁺	341	190	242	227	201	11	1,06	-	-	-
P3- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO											
A	0-13	195	226	239	340	206	39	0,70	1,39	3,02	54
BA	13-38	172	211	227	390	292	25	0,58	1,40	2,86	51
Bt	38-70	125	172	208	495	357	28	0,42	1,31	2,81	53
C	70-135 ⁺	314	256	199	231	178	23	0,86	-	-	-
P4- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO											
A	0-12	218	231	260	291	181	38	0,89	1,3	3,0	54
BA	12-48	199	210	192	399	324	19	0,48	1,3	2,8	51
Bt1	48-99	157	156	121	566	350	38	0,21	1,4	3,0	51
Bt2	99-137	143	139	182	536	458	15	0,34	1,4	2,9	50
BC	137-146	169	139	249	443	339	23	0,56	1,4	2,9	50
C1	146-156	86	132	321	461	348	25	0,69	-	-	-
C2	156-168	221	187	309	283	240	15	1,09	-	-	-
C3	168-200 ⁺	311	246	268	175	145	17	1,53	-	-	-

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)AG= areia grossa; (3)AF= areia fina; (4)AN= argila naturalmente dispersa em água; (5)GF= grau de flocculação; (6)Sil/Arg= relação silte/argila; (7)Ds= densidade do solo; (7)Dp= densidade da partícula; (8)VTP= porosidade total; T3= topolitossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior.

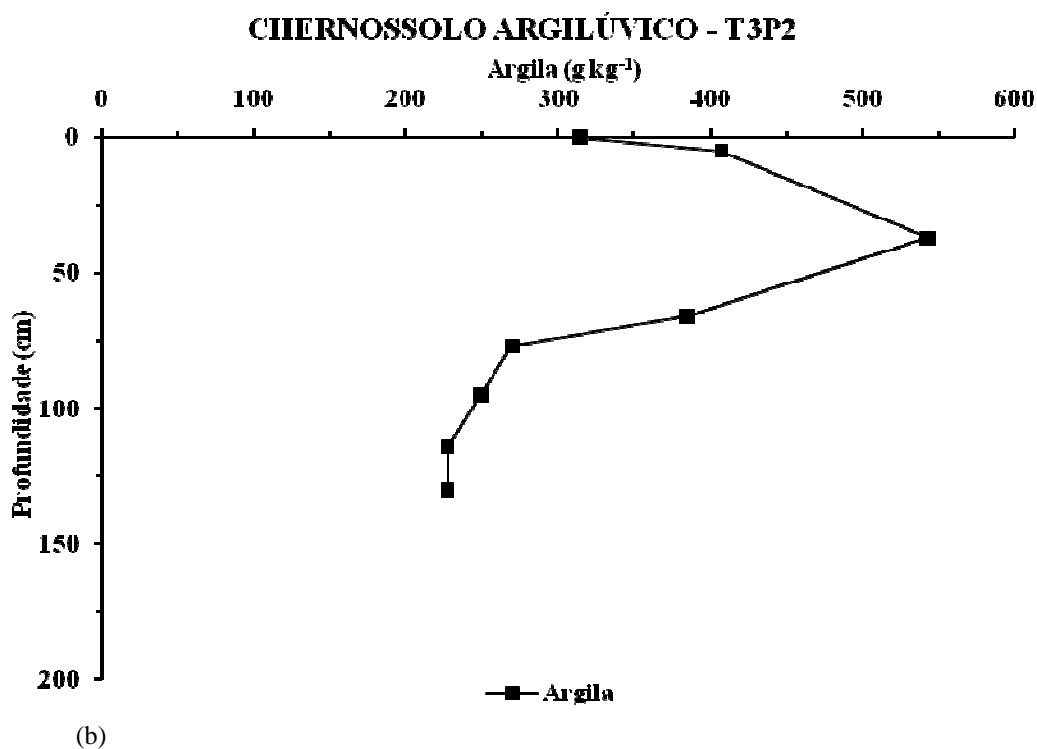
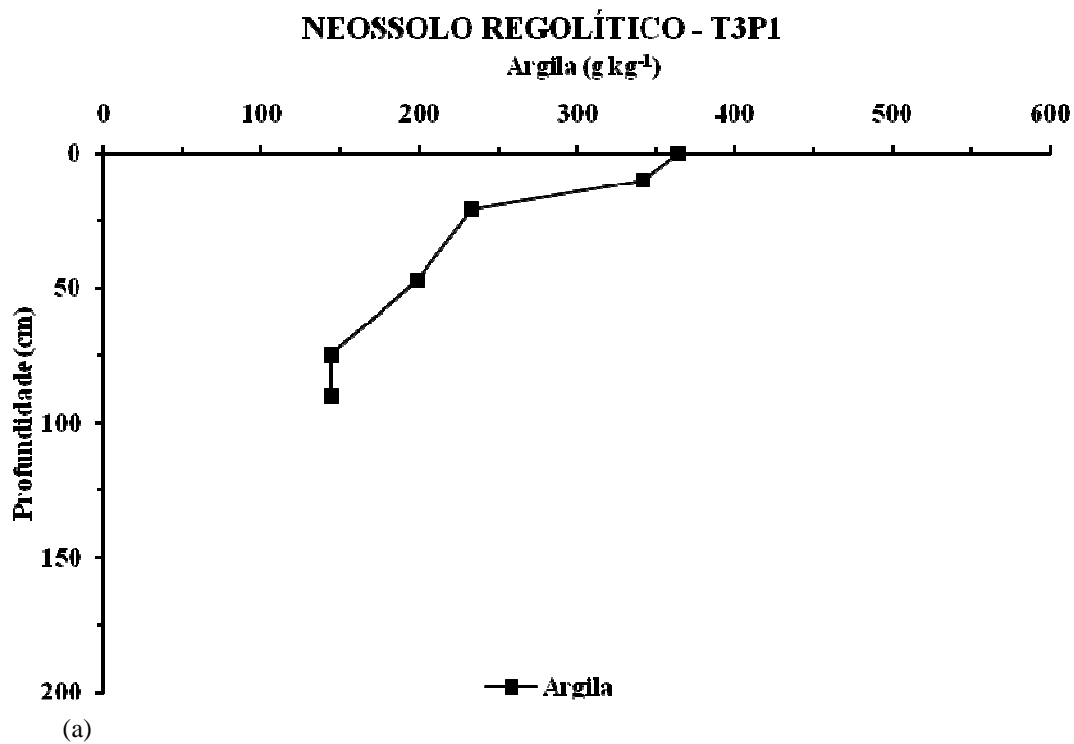


Figura 18. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis P1 (a) e P2 (b) da toplotossequência T3.

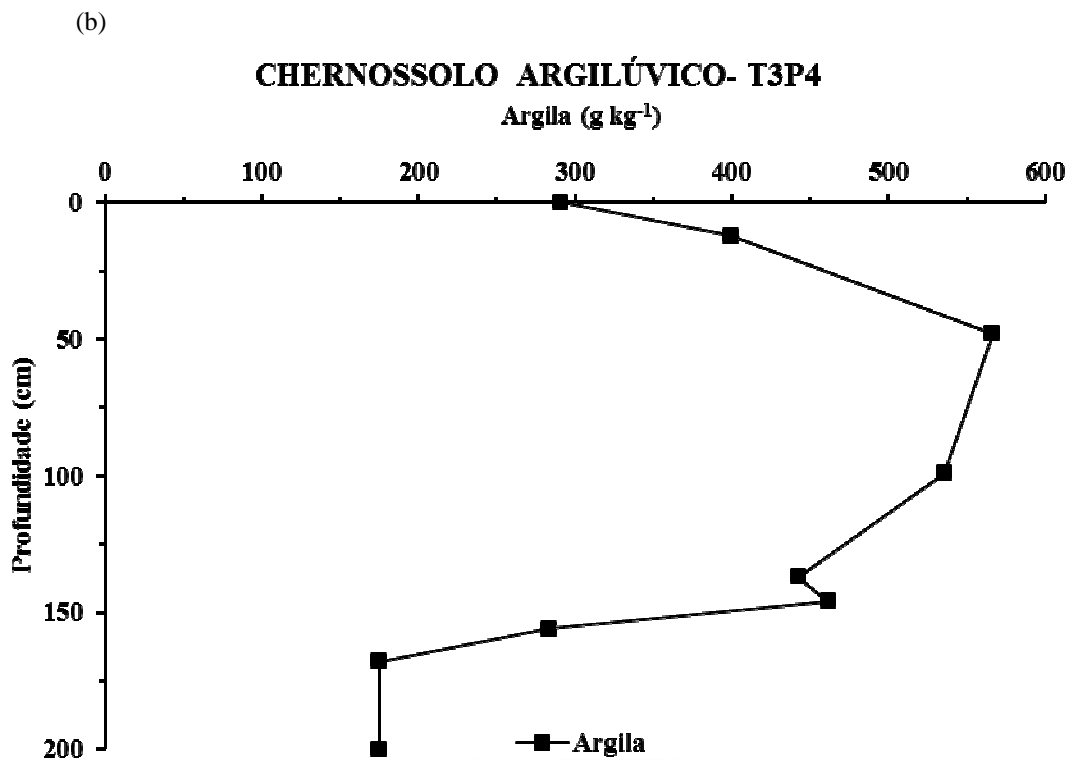
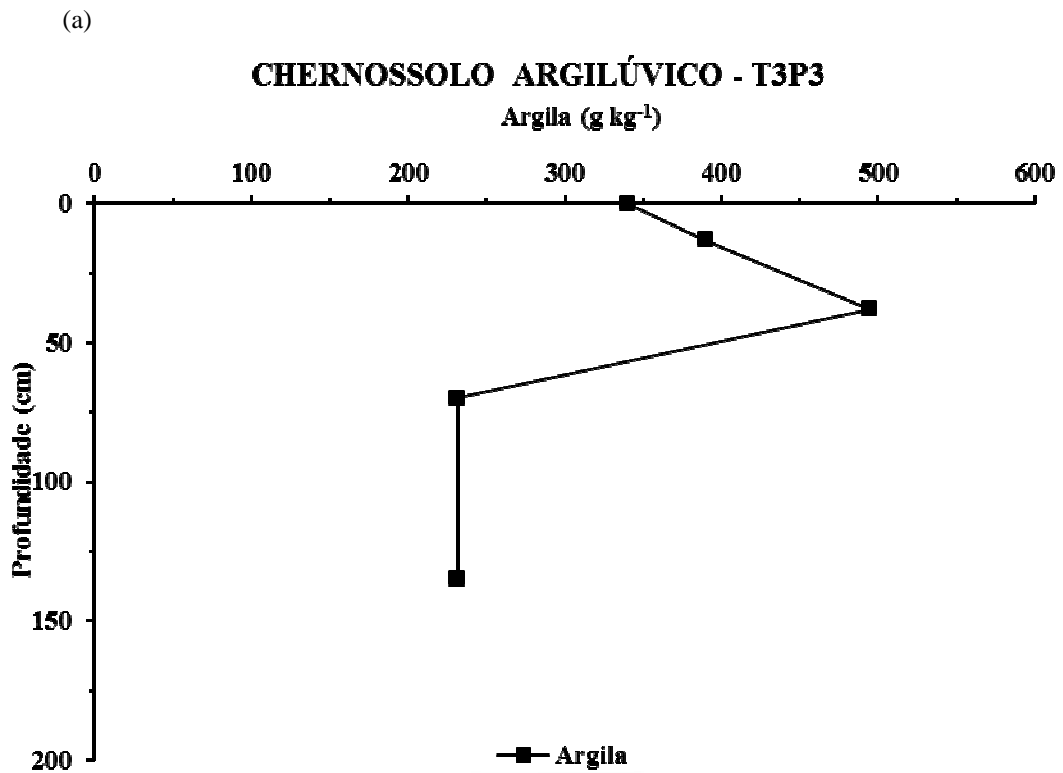


Figura 19. Distribuição dos teores de argila em relação à profundidade dos perfis P3 (a) e P4 (b) da toplotossequência T3.

4.4 Atributos Químicos e Complexos de Meteorização

4.4.1 Complexo sortivo

Os resultados de pH, complexo sortivo, saturação por bases, saturação por alumínio, fósforo assimilável e carbono orgânico dos solos das topossequências T1, T2 e T3 estão demonstrados nas Tabelas 9, 10 e 11, apresentando considerável variação em função dos diferentes materiais de origem e posições no relevo.

Os valores de pH em KCl, em todos os perfis da topossequência T1 (Tabela 9), apresentam-se menores que os de pH em água indicando a existência de carga líquida negativa, que decresce em valor absoluto em profundidade, chegando a valores de ΔpH mais próximos a zero nos horizontes mais profundos. Todos os solos da T1, com exceção do NITOSSOLO HÁPLICO (P4), apresentam pH em água que varia entre 4,8 a 5,2 caracterizando reação de acidez elevada associada aos baixos conteúdos de cátions básicos trocáveis (T) e saturação por bases (SB), com maior parte (CTC) ocupada por H e Al.

Segundo Novais et al. (2007), a intensificação do intemperismo do solo torna-o mais eletropositivo com conseqüente diminuição da CTC. Estudando a correlação entre a acidez e a mineralogia em solos do Paraná, Silva et al. (2008), observaram que os Latossolos apresentaram baixos teores de bases, CTC do solo variando de 4,4 a 7,4 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, pH entre 4,9 a 5,3 e SB entre 23 a 27 %. Segundo os autores, solos com esses atributos são reflexos do alto grau de intemperismo.

Os valores da CTC da argila são inferiores a 27 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, variando de 9,5 a 11,15 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, indicando argila de baixa atividade. Os níveis de Ca, Mg e K são mais altos nos horizontes superficiais de todos os perfis da topossequência T1, podendo ser atribuído ao maior teor de carbono orgânico, a ciclagem de nutrientes e/ou adubação.

Albuquerque Filho et al. (2008), estudando a morfologia latossólica em solos de Governador Valadares no Estado de Minas Gerais, verificaram que os Latossolos localizados em topo de elevação apresentaram baixos teores de Ca e Mg, P variando de 0,30 a 2,10 mg dm^{-3} , enquanto os teores de K foram médios e H+Al elevados, indicando, deste modo, o avançado estágio de intemperismo.

De modo geral, os teores de carbono orgânico dos solos da T1, decrescem em profundidade, os níveis de fósforo apresentam-se baixos e a saturação por alumínio (m) inferior a 50 % para a maioria dos horizontes, exceto para o perfil LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (P3).

Nos solos mais intemperizados os teores de matéria orgânica, segundo Ribeiro et al. (1972), são baixos em conseqüência da pobreza química, que reduz o desenvolvimento de microorganismos, com subseqüente diminuição da decomposição de matéria orgânica. Entretanto, a interação da caulinita e dos óxidos com a matéria orgânica pode proporcionar maior acumulação de carbono orgânico (Bayer & Mielniczuk, 1999).

Os maiores valores de carbono orgânico são observados no GLEISSOLO HÁPLICO. Reis (2005) também verificou para um Gleissolo acúmulo de material orgânico na camada superficial, em relação aos demais solos da vertente, constatando que os maiores valores de carbono orgânico, são decorrentes de uma transferência ao longo da vertente, assim como, favorecimento deste acúmulo pelas condições hidromórficas, que diminuem a intensidade da humificação.

Tabela 9. Atributos químicos dos solos da topolitossequência T1.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	pH		Complexo Sortivo ⁽³⁾								V ⁽⁴⁾	m ⁽⁵⁾	P ⁽⁶⁾	C ⁽⁷⁾
		H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	T				
											-----cmol _c kg ⁻¹ -----	%	mg kg ⁻¹	g kg ⁻¹	
P1- NITOSSOLO HÁPLICO															
A	0-18	5,2	4,2	1,9	2,9	0,09	0,03	5,0	0,3	5,9	11,	45	6	0	18,94
Bt1	18-45	4,9	4,1	1,1	1,2	0,03	0,02	2,3	0,5	3,7	6,5	35	18	0	8,26
Bt2	45-75	4,8	4,0	0,5	1,0	0,02	0,02	1,6	0,8	4,3	6,7	23	35	2	5,28
Bt3	75-119	4,8	4,1	0,5	0,6	0,01	0,02	1,1	0,4	4,4	6,0	19	26	3	4,13
Bt4	119-175	4,9	4,1	0,4	0,8	0,01	0,02	1,3	0,6	4,2	6,0	21	31	5	3,53
Bt5	175- 200 ⁺	4,8	4,0	0,0	1,2	0,02	0,02	1,3	1,0	4,1	6,3	20	44	6	2,28
P2- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO															
A	0 - 8	4,7	4,1	1,3	1,6	0,10	0,03	3,1	0,5	6,7	10,	30	14	1	18,50
AB	8- 19	4,8	4,0	0,8	1,1	0,06	0,03	2,0	0,8	6,0	8,9	23	28	2	12,72
BA	19- 36	4,7	3,9	0,8	0,6	0,03	0,16	1,5	0,8	5,0	7,3	20	35	0	12,27
Bw1	36- 68	4,9	4,1	0,6	0,5	0,03	0,04	1,2	0,3	5,0	6,6	19	21	2	7,56
Bw2	68- 103	4,9	4,0	0,4	0,7	0,01	0,02	1,1	0,9	4,7	6,8	17	45	5	5,66
Bw3	103- 121	4,8	4,0	0,6	0,3	0,01	0,02	1,0	0,9	4,9	6,7	14	47	6	4,86
Bw4	121- 144	5,0	4,1	0,1	0,9	0,01	0,02	1,0	0,5	4,9	6,4	15	33	6	4,82
Bw5	144- 186 ⁺	4,9	4,1	0,5	0,5	0,01	0,01	1,0	1,1	4,6	6,7	15	52	7	3,73
P3- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO															
A	0 - 12	5,2	4,3	1,7	2,3	0,13	0,03	4,2	0,2	6,6	10,	38	4	3	21,75
Bw1	12 - 36	5,3	4,4	1,3	1,5	0,02	0,02	2,8	0,2	4,0	7,0	40	7	5	9,69
Bw2	36 - 54	5,5	4,8	1,9	1,4	0,01	0,02	3,4	0,1	3,6	7,0	48	3	9	6,81
Bw3	54 - 91	5,2	4,5	1,5	0,8	0,01	0,01	2,3	0,2	3,8	6,3	37	7	11	4,92
Bw4	91 - 119	4,9	4,0	0,2	0,8	0,01	0,01	1,0	1,2	4,0	6,1	16	55	11	3,82
Bw5	119 - 145	4,8	4,0	0,2	0,4	0,01	0,01	0,7	1,2	4,8	6,7	10	65	10	3,78
Bw6	145 -157	4,8	4,0	0,0	0,7	0,01	0,02	0,8	1,2	4,7	6,6	11	61	13	3,78
Bw7	157 - 178 ⁺	4,9	4,4	0,0	0,6	0,01	0,01	0,7	1,1	5,0	6,7	10	62	10	3,72
P4- NITOSSOLO HÁPLICO															
A	0 - 16	6,6	5,6	5,9	3,1	0,16	0,03	9,1	0,1	2,7	11,	77	1	6	22,15
AB	16 - 27	6,5	5,6	5,7	2,2	0,06	0,03	8,0	0,1	3,2	11,	71	1	1	10,28
BA	27 - 47	6,1	5,4	3,0	1,5	0,03	0,03	4,6	0,1	3,5	8,1	56	1	2	5,05
Bt1	47 - 69	6,0	5,5	3,5	1,5	0,02	0,02	5,0	0,1	2,6	7,6	65	1	2	4,76
Bt2	69 -103	5,8	5,3	2,8	2,1	0,02	0,02	5,0	0,1	2,7	7,7	64	2	8	2,77
Bt3	103 - 137	5,9	5,4	3,1	1,6	0,02	0,02	4,6	0,1	2,3	7,0	66	2	8	2,97
Bt4	137 - 165	5,5	4,9	2,2	1,6	0,02	0,02	3,8	0,1	2,7	6,5	58	1	13	2,61
Bt5	165 - 183 ⁺	4,9	4,0	0,5	0,5	0,01	0,01	1,0	1,0	2,3	4,3	24	49	7	4,06
P5- GLEISSOLO HÁPLICO															
A	0 - 8	5,1	4,3	4,9	1,2	0,32	0,16	6,6	0,1	10,5	17,	38	1	15	36,80
AC	8 - 28	4,4	3,6	1,2	1,0	0,08	0,05	2,3	0,7	7,7	10,	22	22	9	20,00
Cg1	28 - 68	4,4	3,5	0,7	0,8	0,10	0,04	1,7	1,4	3,9	6,9	24	45	6	8,06
Cg2	68 - 111	4,4	3,5	1,3	1,1	0,14	0,06	2,6	4,0	4,6	11,	23	61	6	4,52
Cg3	111 -131 ⁺	5,1	3,6	3,5	1,9	0,13	0,08	5,6	0,8	2,8	9,1	61	12	5	2,33

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)SB= soma de bases trocáveis; (3)T= CTC a pH 7,0; (4)V= índice por saturação de bases;

(5)m= índice de saturação por alumínio; (6)P= fósforo assimilável; (7)C= carbono orgânico total T1= topolitossequência derivada da rocha basalto; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

Os atributos químicos dos solos da toplotossequência T2 são apresentados na Tabela 10. Os valores de pH em água variam entre 5,0 a 6,4 e a saturação por bases entre 29 a 77 %, sendo o magnésio, seguido pelo cálcio, os principais constituintes do complexo sortivo. Em todos os solos da sequência T2 verificam-se elevados teores de magnésio, em função do material de origem (muscovita-biotita-gnaïsse). Solos pouco intemperizados, como neste caso, tendem a refletir a composição mineralógica do material de origem (Kämpf et al., 1997).

Segundo Moniz & Jackson (1967), os solos originados de basalto e gabro, normalmente, são livres de mica, porém solos derivados de gnaïsse podem conter quantidades significativas de minerais micáceos. O elevado teor de Mg está relacionado à substituição isomórfica do Al pelo Mg, nas lâminas octaédricas desses minerais micáceos (Besoin, 1985). Segundo Darab (1980), o teor de magnésio trocável mais elevado que de cálcio, não ocorre com frequência nos solos, devido à maior solubilidade do primeiro. Para Boyer (1971), essa situação pode significar relações Ca/Mg e Mg/K indesejáveis ao desenvolvimento dos vegetais.

O valor de K ligeiramente mais elevado em superfície pode ser favorecido pelo maior teor de matéria orgânica e/ou adubação anteriormente realizada na área. Segundo Kämpf & Curi (2003), a substituição isomórfica também pode contribuir, pois gera deficiência de carga líquida que é equilibrada, principalmente, pelo K que será liberado ao solo durante o processo de intemperismo.

Os valores da CTC da argila variam de 10,8 a 17,8 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, característica de solos com argila de baixa atividade ($\text{CTC} < 27 \text{ cmol}_c \text{kg}^{-1}$ argila). De modo geral, os teores de carbono orgânico decrescem em profundidade, sendo o maior valor observado no horizonte A do CAMBISSOLO HÁPLICO (P1). Os maiores valores de saturação por bases (V %) também são verificados no CAMBISSOLO (P1). Para todos os perfis observam-se baixos valores de fósforo.

Os teores de nutrientes quantificados nos solos da toplotossequência T3 (Tabela 11) indicam melhor fertilidade quando comparados aos solos das demais sequências. Os valores de pH em KCl em todos os perfis são menores que os do pH em água, indicando a existência de carga líquida negativa. Os valores de pH em água variam de 5,7 a 7,2, com elevados valores de saturação por bases, sendo o cálcio seguido pelo magnésio, os principais constituintes do complexo sortivo.

Os altos valores da CTC, variando de 32 a 59 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ de argila, que caracterizam solos com argila de atividade alta ($\text{CTC} \geq 27 \text{ cmol}_c \text{kg}^{-1}$ argila) (EMBRAPA, 2006). Em função da presença de argilas de atividade alta verificam-se nos perfis P2, P3 e P4 feições morfológicas tais como: fendilhamento, estrutura prismática e presença de superfícies de fricção típicas de solos com participação expressiva de minerais de argilas 2:1 na sua constituição.

De acordo com Curi & Kämpf (2003), o alto teor de Ca e Mg trocável é comum em solos de argila de alta atividade, pois estes elementos fazem parte da estrutura da vermiculita e da montmorilonita. Ibraimo et al. (2004) verificaram em Luvissole Crômico que a CTC do solo apresentava uma saturação por Mg variando de 23 a 63%, e os altos valores deste íon foram atribuídos à desestabilização das argilas 2:1, expansíveis ou não, em condições favoráveis ao deslocamento do Mg octaédrico estrutural. Lacerda et al. (2008) verificaram em Chernossolo Argilúvico derivado de gabro, valores concordantes com os verificados nos perfis da sequência T3, com elevada saturação por bases (79 a 87 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$), valor T de 17 a 19,4 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, teor de C orgânico de 21 g kg^{-1} e CTC da argila de 37 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$.

Tabela 10. Atributos químicos dos solos da topolitossequência T2.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	pH		Complexo Sortivo ⁽³⁾								V ⁽⁴⁾ %	m ⁽⁵⁾ mg kg ⁻¹	P ⁽⁶⁾ g kg ⁻¹	C ⁽⁷⁾ g kg ⁻¹
		H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	T				
P1- CAMBISSOLO HÁPLICO															
A1	0-7	5,9	5,0	3,9	4,3	0,21	0,06	8,5	0,1	4,2	12,8	67	1	5	31,68
A2	7- 19	5,8	4,6	2,0	2,6	0,12	0,07	4,8	0,1	3,3	8,1	59	2	2	17,73
BA	19- 32	5,2	3,9	0,8	2,0	0,20	0,04	3,1	0,6	2,6	6,3	49	15	2	8,77
Bi1	32- 49	5,0	3,7	0,5	2,0	0,09	0,05	2,7	1,3	2,6	6,6	41	33	1	5,84
Bi2	49- 71	5,1	3,7	0,3	4,1	0,06	0,07	4,5	1,3	2,9	8,7	52	22	1	3,78
BC	71- 90	5,6	3,8	0,2	4,2	0,06	0,09	4,6	0,6	1,9	7,1	65	12	1	2,71
C	90-176	5,9	3,8	0,0	4,6	0,11	0,13	4,8	0,4	1,4	6,7	73	8	1	1,61
Cr	176-192 ⁺	6,4	3,9	0,0	4,2	0,12	0,09	4,4	0,2	1,1	5,7	77	4	1	1,21
P2- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO															
A1	0-9	5,6	4,5	2,3	1,9	0,26	0,02	4,5	0,1	3,5	8,1	56	1	3	19,18
A2	9- 25	5,4	4,2	1,4	1,1	0,13	0,03	2,7	0,2	3,3	6,2	43	7	2	13,11
BA	25- 63	5,1	3,9	0,7	1,0	0,07	0,02	1,8	0,6	2,5	4,9	37	25	1	5,71
Bt1	63-112	5,3	4,3	0,9	1,9	0,06	0,03	2,9	0,4	3,1	6,4	46	12	1	4,18
Bt2	112-149	5,6	4,5	0,6	3,2	0,08	0,03	3,9	0,2	2,6	6,7	58	5	1	3,22
Bt3	149-196 ⁺	5,5	4,2	0,3	2,9	0,13	0,04	3,3	0,6	2,9	6,8	49	15	1	2,05
P3- CAMBISSOLO HÁPLICO															
A	0-18	5,5	4,4	1,7	1,6	0,14	0,03	3,5	0,1	4,2	7,8	45	3	1	14,67
BA	18- 43	5,2	4,0	0,9	1,1	0,06	0,03	2,2	0,3	3,1	5,6	39	12	1	6,87
Bi1	43-72	5,3	4,4	1,2	1,7	0,07	0,05	3,0	0,2	2,6	5,8	51	6	1	5,59
Bi2	72-103	5,6	4,6	1,2	3,3	0,06	0,04	4,6	0,2	3,0	7,8	59	4	1	4,12
BC	103-200 ⁺	5,8	4,3	0,6	3,7	0,11	0,03	4,5	0,5	1,6	6,6	68	10	1	1,55
P4- ARGISSOLO AMARELO															
A	0-13	5,8	4,7	2,3	1,9	0,20	0,02	4,5	0,1	3,0	7,5	59	1	1	13,99
AB	13- 27	5,6	4,2	1,3	1,6	0,09	0,03	3,0	0,2	2,8	5,9	50	6	1	8,16
BA	27- 57	5,3	4,1	0,8	1,9	0,07	0,03	2,8	0,5	1,9	5,2	54	14	1	5,25
Bt1	57- 74	5,7	4,1	1,0	2,5	0,09	0,05	3,7	1,5	2,6	7,8	47	29	2	4,16
Bt2	74- 104	5,9	4,0	1,4	2,6	0,12	0,05	4,1	2,0	2,0	8,2	51	33	1	2,37
Bt3	104-138	6,1	4,1	0,7	3,9	0,14	0,05	4,8	1,6	1,7	8,2	59	25	2	1,73
BC	138-144	5,9	4,1	1,0	5,4	0,15	0,05	6,6	2,0	1,1	9,7	68	23	2	1,41
C	144-199 ⁺	5,7	4,0	1,0	5,5	0,13	0,04	6,7	1,3	1,7	9,6	69	16	2	1,73
P5- GLEISSOLO HÁPLICO															
A	0-19	5,5	4,2	2,2	1,8	0,20	0,15	4,3	0,4	4,9	9,6	45	9	2	17,69
AC	19-29	5,6	3,9	0,8	1,2	0,07	0,10	2,1	1,0	2,5	5,6	38	32	1	8,64
Cg1	29-76	5,1	3,5	0,4	0,8	0,12	0,09	1,4	1,8	1,6	4,8	29	56	3	3,42
Cg2	76-105	5,2	3,3	0,5	1,2	0,15	0,11	1,9	2,3	1,8	6,1	32	55	5	2,31
Cg3	105-140 ⁺	5,9	3,7	1,0	2,3	0,14	0,13	3,6	1,0	1,1	5,7	62	22	2	1,91

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)SB= soma de bases trocáveis; (3)T= CTC a pH 7,0; (4)V= índice por saturação de bases; (5)m= índice de saturação por alumínio; (6)P= fósforo assimilável; (7)C= carbono orgânico total; T2= topolitossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaiss; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

Os teores de carbono orgânico dos solos da topolitossequência T3 também são mais elevados, que nas demais sequências, decrescendo em profundidade. Diante das características morfológicas, físicas e químicas, pode-se concluir que esta sequência apresenta melhores condições para estabelecimento da vegetação e, com isto, houve maior aporte de carbono em superfície e mesmo em subsuperfície, especialmente, pelas gramíneas, onde a renovação do sistema radicular é mais intensa. Segundo Stevenson (1994) e Anjos et al. (1999), o acúmulo de matéria orgânica em solos de alta atividade, por consequência à

formação de complexos argilo-húmicos altamente estáveis, em ambientes ricos em bases. Os valores de saturação por bases apresentam-se próximos de 100%, enquanto o valor da saturação por alumínio (m) é zero, com exceção dos horizontes C do perfil P4.

Tabela 11. Atributos químicos dos solos da topolitossequência T3.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	pH		Complexo Sortivo ⁽³⁾								V ⁽⁴⁾ %	m ⁽⁵⁾ mg kg ⁻¹	P ⁽⁶⁾ g kg ⁻¹	C ⁽⁷⁾ g kg ⁻¹
		H ₂ O	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	T				
		-----cmol _c kg ⁻¹ -----													
T3P1- NEOSSOLO REGOLÍTICO															
A1	0-10	6,5	5,5	12,8	8,6	0,35	0,07	21,8	0,0	1,1	22,8	95	0	11	40,04
A2	10-21	6,6	5,3	10,1	8,4	0,18	0,08	18,7	0,0	0,6	19,3	97	0	2	19,04
C	21-47	6,7	5,0	10,4	5,9	0,10	0,20	16,6	0,0	0,7	17,2	96	0	10	5,21
Cr1	47-75	7,1	5,3	10,7	5,4	0,05	0,20	16,4	0,0	1,7	18,0	91	0	22	2,59
Cr2	75-90 ⁺	7,2	5,3	9,0	5,9	0,13	0,44	15,4	0,0	2,1	17,5	88	0	113	1,72
T3P2- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO															
A	0-5	6,4	5,2	10,1	6,3	0,18	0,04	16,6	0,0	1,7	18,3	91	0	3	25,16
BA	5-37	6,4	4,9	12,7	4,7	0,05	0,08	17,5	0,0	0,2	17,7	99	0	0	7,82
Bt1	37-66	6,4	4,9	13,9	6,0	0,05	0,10	20,0	0,0	0,8	20,9	96	0	1	5,08
Bt2	66-77	6,4	4,8	13,3	6,3	0,05	0,13	19,7	0,0	0,4	20,2	98	0	2	4,03
BC	77-95	6,6	4,7	12,8	6,0	0,04	0,17	19,0	0,0	0,2	19,2	99	0	14	2,73
C	95-114	6,8	6,7	12,1	6,0	0,04	0,19	18,3	0,0	0,6	18,9	97	0	67	2,09
Cr	114-130 ⁺	6,8	4,8	12,7	6,1	0,05	0,20	19,0	0,0	0,2	19,2	99	0	39	2,29
T3P3- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO															
A	0-13	6,6	5,2	9,3	5,3	0,07	0,05	14,7	0,0	1,0	15,7	94	0	1	18,39
BA	13-38	6,4	4,9	9,8	3,1	0,03	0,05	13,0	0,0	1,1	14,1	92	0	0	9,90
Bt	38-70	6,5	5,1	14,2	2,2	0,03	0,07	16,5	0,0	0,4	16,9	97	0	0	5,57
C	70-135 ⁺	7,0	5,1	14,4	4,3	0,02	0,13	18,8	0,0	1,2	20,0	94	0	130	1,98
T3P4- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO															
A	0-12	6,8	5,4	7,8	3,9	0,37	0,03	12,1	0,0	0,3	12,4	98	0	4	14,93
BA	12-48	6,5	5,1	6,5	3,0	0,03	0,06	9,6	0,0	0,4	12,0	96	0	1	4,42
Bt1	48-99	6,7	5,3	8,0	4,0	0,03	0,08	12,2	0,0	0,4	12,5	97	0	2	4,44
Bt2	99-137	6,7	5,1	8,1	5,2	0,04	0,04	13,4	0,0	0,4	13,8	97	0	3	3,60
BC	137-146	6,3	4,3	12,9	8,4	0,05	0,05	21,7	0,0	0,0	21,7	10	0	1	2,30
C1	146-156	5,7	3,4	26,5	15,2	0,05	0,05	42,3	3,7	2,0	48,0	88	8	0	2,48
C2	156-168	5,8	3,3	15,1	9,3	0,05	0,05	24,9	3,9	1,8	30,6	81	13	0	1,54
C3	168-200 ⁺	5,8	3,2	10,7	7,3	0,05	0,05	18,4	3,7	1,0	23,0	80	17	0	1,16

(1)Hor= horizonte; (2)Prof= profundidade; (3)SB= soma de bases trocáveis; (3)T= CTC a pH 7,0; (4)V= índice por saturação de bases; (5)m= índice de saturação por alumínio; (6)P= fósforo assimilável; (7)C= carbono orgânico total; T3= topolitossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior.

4.4.2 Elementos totais por fluorescência de raio X

Os teores de elementos totais avaliados pelo método da fluorescência de raio X (representados pela letra f nos índices kif e krf) das topolitossequências são apresentados nas Tabelas 12, 13 e 14. Verifica-se que com a alteração dos materiais de origem houve perdas dos teores de silício, magnésio, cálcio, potássio e fósforo, com aumento relativo de ferro, alumínio, titânio, manganês e zircônio nos solos formados. Porém a dinâmica dos mecanismos de perdas e acúmulos dos elementos é diferenciada em cada solo, com maior ou menor intensidade, de acordo a composição mineralógica e textural de cada rocha de origem.

Os valores da relação kif e krf, determinado a partir dos teores de Si, Al e Fe provenientes do método de fluorescência de raio X, são mais elevados (Tabela 12) que os

encontrados pelo ataque sulfúrico. O método de raio X por fluorescência extrai mais o elemento Si em relação ao ataque sulfúrico, logo os valores de ki obtidos pelo raio X por fluorescência (kif) tendem a ser mais elevados. Por essa razão, para a classificação dos perfis segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2006), foram utilizados os valores de ki determinados também pelo ataque sulfúrico para os horizontes diagnósticos de cada solo, que serão discutidos posteriormente.

O material de origem da toplotossequência T1, classificado como basalto mediante observações em lâmina petrográfica, apresenta teores de silício de 51 %, seguido por alumínio e ferro com 14 % (Tabela 12). Entretanto, no produto da alteração da rocha, o solo, constata-se aumento relativo nos teores de alumínio e ferro em função das perdas dos demais constituintes, em especial o Si, como verificado também por Abayneh et al. (2006). A forte atuação do intemperismo na remoção de sílica e bases com enriquecimento relativo de alumínio e ferro contribui para formação de solos com baixos valores de CTC e soma de bases e pH ácido.

Os maiores valores de Fe são verificados nos solos das toplotossequências T1 e T3, indicando expressiva contribuição do material de origem rico em minerais ferromagnesianos (Bigarella et al., 1994). No perfil P5 da topossequência 1, os baixos teores de ferro podem ser explicados pela desferrificação, pois segundo Schwertmann & Taylor (1989), a deficiência de drenagem observada no Gleissolo contribui para a redução do Fe^{+3} a Fe^{+2} , tornando-o móvel e sujeito à remoção do perfil.

Por outro lado, as perdas de Si e elementos solúveis (Ca, Mg e K) foram significativas na toplotossequência T1, gerando solos com baixos teores desses elementos. Nesta sequência observa-se o decréscimo de silício em profundidade, sendo exceção a esse padrão o GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5), com percentuais elevados nas camadas superiores o que pode ser atribuído ao maior conteúdo da fração areia constituído por quartzo. Estudando a gênese de solos oriundos de rocha basáltica na Etiópia, Abayneh et al. (2006), observaram valores mais elevados de silício nas camadas superficiais e atribuíram esse padrão a maior concentração de quartzo.

O Ti apresenta padrão variável, contudo nos horizontes superficiais dos perfis P2, P3 e P4 da topossequência 1 verifica-se níveis mais elevados. Os valores crescem com a profundidade no NITSSOLO HÁPLICO (T1P1) e LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2), decrescendo no NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) e GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5). Os valores deste elemento nos solos podem estar associados ao material de origem, pois são observados nas lâminas micromorfológicas a presença de óxidos de titânio (ilmenita). Silva et al. (2005b), estudando a transformação dos óxidos de ferro magnéticos nos solos de Minas Gerais, verificaram o acúmulo de Ti, Fe e Al, enquanto os teores de Ca, Mg e Si diminuíram em profundidade. Melo et al. (2006) estudando a mineralogia dos solos do município de Mucajaí em Roraima, verificaram em Latossolo e Gleissolo valores de titânio destacados, variando de 9 a 20 g kg⁻¹ e 8,3 a 21 g kg⁻¹, respectivamente. Segundo os autores citados tal fato sugere a presença de minerais como ilmenita e rutilo, sinalizando um forte grau de intemperismo destes solos. No caso do Gleissolo os elevados teores de Ti indicam acentuado pré-intemperismo

Nas rochas básicas, sob condições de clima tropical, o processo de hidrólise é mais acentuado devido à riqueza em bases e ferro (Galán, 1986), logo os teores resultantes deste processo no solo, não corresponderam à riqueza do material de origem. Esse padrão é observado na Tabela 12 onde os teores dos elementos mais móveis (Ca 7,9 %; Mg 3,5 % e K 1,94 %) diminuem significativamente durante a pedogênese do solo, ocorrendo perdas intensas que propiciam a diminuição dos teores para níveis próximos a zero. A princípio esperava-se que os teores aumentassem em profundidade, visto que nas camadas mais profundas, próximas a rocha, os teores dos elementos dela originados tendem a ser próximos

ao do material de origem. Entretanto, por se tratar de solo mais intemperizado os mecanismos de perdas verticais e laterais são intensamente atuantes.

Em alguns perfis verificam-se teores mais elevados de Mn do que no material de origem, sendo que o NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) apresenta os valores mais elevados na topolitossequência. Em todos os perfis se constata valores mais elevados desse elemento na superfície e progressiva diminuição em profundidade.

Estudando o sistema pedológico Latossolo-Argissolo em Mamborê no Paraná, Zago (2000), também observou este tipo de distribuição. De acordo com Gomes (1996), o acúmulo de Mn na superfície pode estar associado à complexação desse elemento com a matéria orgânica, que apresenta valores mais elevados nos horizontes superficiais. Quanto aos teores de P, se verifica pequena redução em profundidade. Para o zircônio também se observa aumento relativo no solo em relação ao material de origem, com valores mais elevados em profundidade e padrão inverso no NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1).

Nos solos da topolitossequência T2 (Tabela 13) predomina o Si (57 a 82 %) sobre os demais elementos, em todos os perfis, com diminuição de seus valores em profundidade, caracterizando pequena perda em função do baixo grau de alteração, que por certo, se deve a resistência imposta pelo material de origem (muscovita biotita gnaisse). Os valores mais elevados em superfície coincidem com a maior quantidade de quartzo observado em lâminas micromorfológicas, certamente a maior intensidade do intemperismo em superfície resulta na alteração dos demais minerais, permanecendo o quartzo que é mais resistente.

Segundo Szabó et al. (2000), a riqueza em sílica nas rochas ácidas resulta na cristalização do quartzo, que representa o excesso de sílica não incorporado na estrutura dos demais minerais silicatados. Os teores de Al e Fe aumentam em profundidade, porém em função do material de origem, os teores Fe foram menores que os solos das demais sequências.

Verifica-se o decréscimo dos valores de Ca em profundidade, porém os valores de Mg tendem a aumentar, sugerindo a ocorrência de biotita, nos horizontes mais profundos. Frequentemente, as micas ocorrem em maior profundidade no solo, pois são herdadas do material de origem e na superfície esse mineral é facilmente alterado, devido ao maior grau de intemperismo (Fanning & Keramidas, 1977). Os teores de K mostram grande variação nos perfis, sendo o elemento de maior quantidade, podendo ser atribuído à elevada quantidade de muscovita na rocha de origem. De acordo com Luvizzoto (2003), a mica branca (muscovita) apresenta na estrutura predomínio do K, seguido de valores mais baixos de Mg e Na.

Verifica-se que os teores de Ti são baixos nos solos da topolitossequência T2, devido aos menores valores desse elemento no material de origem, entretanto observa-se o aumento desse elemento concomitante ao aumento dos teores de argila.

Moreau et al. (2006), caracterizando solos do Sul da Bahia observaram em Latossolo Vermelho e Argissolo Amarelo aumento dos valores de Ti do horizonte A para o B, em conjunto com o aumento do teor de argila. De acordo com os autores citados, por apresentar baixa solubilidade e pouca mobilidade, o Ti pode ser tomado como referência para avaliar a remoção de outros elementos e partículas móveis no perfil.

Tanto o Mn, quanto o P e Zr apresentam-se relativamente uniformes dentro de cada perfil, com diminuição dos percentuais em profundidade. Como reflexo dos baixos valores destes elementos no material de origem ocorrem baixos teores de Mn, P e Zr nos solos.

Tabela 12. Teores de elementos resultantes do raio X por fluorescência e relações moleculares ki_f e kr_f dos solos da topolitossequência T1.

Hor ⁽¹⁾	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	$ki_f^{(2)}$	$kr_f^{(3)}$
-----%-----										mg kg ⁻¹		
P1- NITOSSOLO HÁPLICO												
A	43	17	19	6,2	0,09	0,17	0,13	0,27	0,30	358,2	4,35	2,51
Bt1	41	20	20	5,2	0,05	0,16	0,11	0,11	0,26	349,0	3,54	2,15
Bt2	39	24	20	4,7	0,03	0,15	0,11	0,07	0,27	346,5	2,70	1,78
Bt3	38	25	19	5,2	0,02	0,13	0,12	0,07	0,29	381,4	2,63	1,75
Bt4	38	25	20	7,2	0,01	0,16	0,12	0,07	0,32	486,1	2,60	1,71
Bt5	36	25	21	7,0	0,01	0,20	0,15	0,08	0,35	492,5	2,42	1,59
P2- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO												
A	37	21	21	7,0	0,06	0,17	0,08	0,13	0,38	414,2	2,98	1,80
AB	37	21	22	7,2	0,04	0,15	0,06	0,14	0,36	418,8	3,01	1,82
BA	38	20	21	7,8	0,04	0,14	0,06	0,17	0,32	440,6	3,24	1,94
Bw1	36	23	22	6,8	0,04	0,15	0,07	0,13	0,37	424,0	2,72	1,69
Bw2	37	24	21	6,2	0,03	0,15	0,07	0,09	0,37	407,2	2,60	1,65
Bw3	36	25	21	6,0	0,03	0,14	0,07	0,07	0,34	358,9	2,50	1,63
Bw4	36	25	20	6,0	0,03	0,14	0,07	0,07	0,34	361,5	2,43	1,60
Bw5	36	25	21	6,0	0,02	0,14	0,07	0,07	0,37	373,5	2,48	1,62
P3- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO												
A	39	21	20	6,9	0,08	0,15	0,08	0,15	0,37	452,7	3,17	1,98
Bw1	39	23	19	5,9	0,08	0,15	0,07	0,09	0,37	419,7	2,80	1,83
Bw2	39	24	19	5,3	0,09	0,15	0,07	0,08	0,37	369,3	2,73	1,81
Bw3	39	25	19	5,2	0,17	0,23	0,08	0,06	0,37	345,8	2,60	1,76
Bw4	39	25	19	5,5	0,03	0,13	0,08	0,06	0,37	378,2	2,66	1,79
Bw5	38	25	19	5,5	0,02	0,12	0,08	0,06	0,37	390,0	2,63	1,78
Bw6	38	25	19	5,5	0,12	0,16	0,08	0,06	0,37	383,2	2,62	1,76
Bw7	38	24	20	5,8	0,14	0,15	0,09	0,06	0,39	370,0	2,69	1,76
P4- NITOSSOLO HÁPLICO												
A	40	18	20	7,3	0,39	0,23	0,18	0,37	0,38	500,6	3,77	2,19
AB	39	17	22	8,5	0,27	0,22	0,18	0,44	0,36	544,7	3,92	2,13
BA	42	18	21	8,4	0,14	0,19	0,20	0,48	0,28	579,6	4,06	2,32
Bt1	40	21	20	6,6	0,14	0,21	0,18	0,23	0,26	426,5	3,19	2,00
Bt2	38	25	19	5,4	0,11	0,20	0,17	0,14	0,31	368,0	2,65	1,77
Bt3	39	25	19	5,3	0,11	0,20	0,16	0,13	0,32	366,7	2,68	1,81
Bt4	39	24	19	5,9	0,08	0,20	0,15	0,15	0,35	385,2	2,69	1,78
Bt5	37	25	21	6,1	0,03	0,15	0,07	0,07	0,37	368,2	2,51	1,64
P5- GLEISSOLO HÁPLICO												
A	55	11	10	5,5	0,24	0,15	0,89	0,32	0,31	463,1	8,53	5,41
AC	66	10	8	6,3	0,12	0,14	1,11	0,05	0,17	521,1	11,53	7,74
Cg1	74	8	6	6,0	0,13	0,17	1,57	0,04	0,10	475,6	15,45	10,6
Cg2	62	13	12	5,0	0,17	0,24	1,54	0,05	0,21	373,1	8,16	5,15
Cg3	66	11	12	3,4	0,24	0,28	1,98	0,08	0,17	278,7	10,01	6,06
ROCHA BASALTO												
R	51	14	14	3,6	7,9	3,5	1,94	0,17	0,62	264,1	6,10	3,8

(1)Hor= horizonte; (2) $ki_f = (SiO_2 / Al_2O_3) * 1,7$; (3) $kr_f = (SiO_2 * 1,7) / Al_2O_3 + (0,64 * Fe_2O_3)$; T1= topolitossequência derivada da rocha basalto; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

Tabela 13. Teores de elementos resultantes do raio X por fluorescência e relações moleculares ki_f e kr_f dos solos da topolitossequência T2.

Hor ⁽¹⁾	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	$ki_f^{(2)}$	$kr_f^{(3)}$
-----%-----										mg kg ⁻¹		
P1- CAMBISSOLO HÁPLICO												
A1	72	10	2	0,3	0,26	0,51	3,14	0,10	0,11	246,8	11,77	10,38
A2	78	10	2	0,3	0,16	0,42	3,04	0,10	0,07	251,9	13,43	11,86
BA	76	12	3	0,3	0,11	0,53	3,00	0,06	0,05	235,2	10,54	9,32
Bi1	71	15	3	0,4	0,17	0,75	3,03	0,05	0,04	215,3	8,00	6,98
Bi2	60	22	5	0,6	0,06	1,39	2,89	0,04	0,04	169,1	4,77	4,14
BC	63	19	5	0,5	0,05	1,47	4,25	0,04	0,04	166,5	5,55	4,82
C	67	17	4	0,4	0,11	1,31	5,43	0,04	0,05	175,9	6,87	6,01
Cr	74	13	3	0,3	0,28	1,01	4,91	0,03	0,04	142,6	9,52	8,45
P2- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO												
A1	81	9	2	0,3	0,12	0,16	2,10	0,05	0,05	277,0	16,02	14,09
A2	80	10	2	0,3	0,06	0,13	2,28	0,04	0,05	299,1	13,97	12,44
BA	74	14	3	0,4	0,04	0,19	2,16	0,02	0,04	263,3	8,78	7,73
Bt1	61	22	5	0,7	0,04	0,25	1,53	0,01	0,04	207,8	4,75	4,10
Bt2	60	22	6	0,7	0,03	0,32	1,27	0,01	0,05	140,3	4,55	3,90
Bt3	60	22	6	0,7	0,02	0,74	2,59	0,02	0,04	152,6	4,65	3,98
P3- CAMBISSOLO HÁPLICO												
A	80	10	2	0,3	0,06	0,23	2,26	0,10	0,04	264,4	13,55	11,88
BA	74	14	3	0,4	0,04	0,32	2,51	0,09	0,04	262,6	9,02	7,92
Bi1	69	17	4	0,5	0,04	0,39	2,19	0,05	0,04	235,5	6,81	5,85
Bi2	57	24	7	0,7	0,05	0,61	1,47	0,03	0,05	149,9	4,03	3,43
BC	61	21	5	0,6	0,03	1,19	3,00	0,04	0,04	170,6	4,89	4,20
P4- ARGISSOLO AMARELO												
A	79	10	2	0,3	0,10	0,33	2,94	0,11	0,05	263,6	13,83	12,12
AB	79	10	2	0,3	0,06	0,32	3,00	0,11	0,05	273,2	13,32	11,61
BA	76	13	3	0,3	0,05	0,35	3,13	0,08	0,04	262,2	10,28	9,07
Bt1	60	22	6	0,7	0,05	0,79	2,76	0,04	0,05	183,1	4,75	4,04
Bt2	58	22	6	0,7	0,05	1,20	3,52	0,05	0,04	169,7	4,56	3,86
Bt3	60	20	6	0,6	0,04	1,52	4,22	0,06	0,04	156,5	5,06	4,27
BC	62	20	6	0,6	0,04	1,57	3,53	0,05	0,04	157,3	5,37	4,50
C	64	19	5	0,5	0,04	1,55	3,98	0,05	0,03	161,3	5,75	4,89
P5- GLEISSOLO HÁPLICO												
A	77	10	3	0,3	0,26	0,43	3,59	0,20	0,08	282,0	13,34	11,39
AC	82	9	2	0,2	0,18	0,28	3,38	0,06	0,05	207,7	16,06	14,13
Cg1	78	12	2	0,3	0,27	0,56	3,84	0,02	0,04	280,6	11,21	10,22
Cg2	73	14	3	0,4	0,28	0,96	3,85	0,04	0,04	223,8	8,80	7,82
Cg3	76	13	3	0,3	0,33	0,90	3,98	0,03	0,03	168,8	10,06	8,93

(1)Hor= horizonte; (2) $ki_f = (SiO_2 / Al_2O_3) * 1,7$; (3) $kr_f = (SiO_2 * 1,7) / (Al_2O_3 + (0,64 * Fe_2O_3))$; T2= topolitossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaiss; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

Observando os valores do silício no material de origem (48,2 %) verifica-se que na pedogênese ocorreu pequeno acúmulo nos solos formados da topolitossequência T3 (Tabela 14). Dentre os perfis observa-se uma variação dos teores de sílica em profundidade, que acompanha as variações nos teores de areia. Caracterizando solos numa sequência em São Paulo, Ibrahim (2002), verificou que os maiores valores de Si ocorriam nos horizontes superficiais, sendo inversamente proporcional aos teores de argila e diretamente proporcional aos teores de areia e silte, pela presença expressiva de quartzo nestas frações.

Os teores de Al desta sequência aumentam em profundidade, sendo estes valores pouco mais elevados do que os encontrados na rocha (13,9 %). O Fe apresenta padrão inverso, com os teores diminuindo em profundidade. Tal padrão diverge do observado nas demais topolitosseqüências e acredita-se que como os horizontes subsuperficiais apresentam maior quantidade do mineral ilmenita a fluorescência de raio X não é eficiente em quantificar o ferro existente na estrutura cristalina desse mineral. Apesar da rocha de origem (gabro) ser rica em minerais ferromagnesianos, de fácil intemperização em ambiente tropical, a ação do intemperismo é atenuada pela maior granulometria dos minerais que compõem a rocha, promovendo pequeno acúmulo deste elemento no solo, assim, como pequenas perdas dos demais elementos. Segundo Fanning et al. (1989), o material de origem através de sua estrutura e composição pode oferecer graus variáveis quando a resistência ao intemperismo.

Quanto aos cátions trocáveis Ca, Mg e K, observa-se que apesar das perdas em relação à rocha, os teores em subsuperfície são maiores que nos horizontes superficiais. Estudando solos de Minas Gerais, Albuquerque Filho et al. (2008) observaram que a composição química da rocha influenciou nas propriedades do solo, pois a riqueza em minerais máficos do saprólito proporcionou enriquecimento em bases nos horizontes subsuperficiais. Contudo, constata-se maior perda de cálcio em relação ao magnésio, sugerindo uma remoção seletiva deste íon. Estudando a gênese de solos do Norte de Minas Gerais, Oliveira (1999) também observou menor mobilidade do magnésio em relação ao cálcio.

Os elementos pesados Ti e Zr apresentam tendência de acúmulo no solo, com redução dos teores em profundidade. Considera-se que os elevados teores de Ti são herdados do material de origem, como indicado nas lâminas micromorfológicas pelo mineral ilmenita.

De acordo com Sivarajasingham et al. (1962), o Ti pode mesmo atingir proporções significativas no solo, representando um acúmulo relativo em relação ao material parental. Segundo Fonseca (1986), o óxido de titânio por ser resistente ao intemperismo pode permanecer no solo como mineral primário (ilmenita e rutilo) na fração grossa, ou mesmo na fração argila na forma de anastásio ou leucoxeno. Segundo Deer et al. (1966), o leucoxeno é o mineral originado da alteração de ilmenita, que é resultante da lixiviação do Fe presente na estrutura do mineral.

Quanto ao P observam-se baixos teores no solo e também na rocha refletindo a pobreza do material de origem neste elemento. Resultado semelhante foi observado por Oliveira (1999), em solos no Norte de Minas Gerais.

Os teores de Mn nos solos da topolitosseqüência T3 também são mais elevados que os encontrados na amostra de rocha (Tabela 14), o que pode estar relacionado à presença expressiva óxidos de Ti observados nesta sequência. Segundo Dana (1969), a ilmenita é um mineral composto de ferro e titânio, na forma cristalina, podendo conter pequenas quantidades de Mn e Mg. Nos horizontes superficiais do perfil CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) os teores de Mn apresentam-se mais baixos, o que pode ser justificado por o perfil se localizar num ambiente com condições de umidade elevada, que favorece a redução do Mn com posterior remoção do perfil.

O Mn se encontra no solo normalmente ligado a oxi-hidróxidos insolúveis e/ou quelatado pela matéria orgânica (Sousa et al., 2004), porém em ambiente com elevada umidade o óxido mangânico (Mn^{+4}) é reduzido a óxido manganoso (Mn^{+2}), aumentando sua solubilidade (Ponnamperuma, 1972). Em condições de muita umidade no solo os teores de Mn tendem a ser menores que os de Fe. De acordo com Resende et al. (2002), o Mn é reduzido mais rapidamente que o Fe e reoxidado mais lentamente.

Tabela 14. Teores de elementos resultantes do raio X por fluorescência e relações moleculares ki_f e kr_f dos solos da topolitossequência T3.

Hor ⁽¹⁾	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	$ki_f^{(2)}$	$kr_f^{(3)}$
-----%-----										mg kg ⁻¹		
P1- NEOSSOLO REGOLÍTICO												
A1	41	15	17	7,3	1,13	0,87	0,65	0,26	0,40	302,6	4,55	2,67
A2	42	18	18	7,3	0,96	0,89	0,64	0,26	0,28	321,9	3,98	2,39
C	42	21	17	5,7	2,18	1,35	0,91	0,19	0,31	610,5	3,45	2,26
Cr1	45	19	16	5,2	4,09	1,94	1,22	0,19	0,36	236,5	4,05	2,63
Cr2	47	19	14	4,3	4,99	1,97	1,34	0,17	0,38	222,5	4,32	2,92
P2- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO												
A	39	12	24	11,0	0,75	0,68	0,40	0,42	0,26	416,1	5,30	2,37
BA	38	21	22	7,4	0,52	0,66	0,18	0,26	0,18	350,6	3,13	1,87
Bt1	38	22	20	6,2	0,56	0,77	0,20	0,24	0,21	306,7	2,95	1,85
Bt2	40	22	20	5,6	0,67	0,80	0,36	0,20	0,25	297,4	3,05	1,92
BC	41	22	18	5,3	1,33	0,96	0,86	0,22	0,39	273,3	3,16	2,06
C	44	22	15	4,1	2,73	1,29	1,17	0,19	0,49	233,9	3,45	2,38
Cr	44	21	16	4,4	2,45	1,17	1,13	0,22	0,40	254,1	3,48	2,36
P3- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO												
A	38	12	25	12,1	0,55	0,56	0,39	0,52	0,28	515,3	5,52	2,32
BA	39	13	25	12,1	0,48	0,50	0,45	0,54	0,23	529,0	5,08	2,32
Bt	40	21	20	6,3	0,54	0,49	0,44	0,24	0,19	372,1	3,17	1,99
C	44	20	17	4,3	2,75	0,89	1,32	0,25	0,04	262,9	3,73	2,41
P4- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO												
A	45	10	22	11,4	0,44	0,41	0,99	0,63	0,25	649,3	7,65	3,20
BA	46	12	22	11,1	0,31	0,38	0,83	0,49	0,18	659,9	6,83	3,10
Bt1	45	15	22	8,7	0,34	0,44	0,55	0,25	0,20	532,8	4,95	2,60
Bt2	46	18	19	5,2	0,32	0,48	0,79	0,13	0,21	419,3	4,38	2,60
BC	59	16	12	2,4	0,49	0,85	0,95	0,03	0,10	274,4	6,48	4,28
C1	62	18	8	0,7	0,93	1,85	0,18	-	0,04	127,0	6,01	4,61
C2	64	17	8	0,6	0,73	1,21	1,31	0,01	0,07	196,9	6,32	4,89
C3	68	17	4	0,6	0,69	1,09	2,59	0,01	0,03	188,3	6,91	5,99
ROCHA GABRO												
R	48,2	14,09	13,98	4,75	9,06	4,42	1,34	0,17	0,40	184,4	5,82	3,56

(1)Hor= horizonte; (2) $ki_f = (SiO_2 / Al_2O_3)^{*1,7}$; (3) $kr_f = (SiO_2^{*1,7} / Al_2O_3 + (0,64*Fe_2O_3))$; T3= topolitossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior.

4.4.3 Elementos totais por ataque sulfúrico

Em alguns horizontes subsuperficiais dos solos das topolitossequências estudadas realizou-se a extração do Si, Al, Fe e Ti por ataque sulfúrico (Tabela 15). Este método foi adotado por ser referência para classificação de solos no SiBCS (EMBRAPA, 2006). Os valores encontrados são inferiores aos obtidos pelo método de raio X por fluorescência, o que é atribuído a menor eficiência do ataque sulfúrico em destruir minerais como a ilmenita.

Os valores de ki dos solos da topolitossequência T1 menores que 2,2 são condizentes com o grau de intemperização para as classes LATOSSOLO e NITOSSOLO. Os valores de ki nesses solos indicam um ambiente propício à remoção da sílica e bases e enriquecimento relativo do alumínio, favorecendo a mineralogia caulinítica e oxídica, com baixos valores de T e CTC da argila. No GLEISSOLO verificou-se valor de ki maior que 2,2, mostrando menor grau de desenvolvimento que os demais solos da vertente, assim como, distintas mineralogias de argila em função de condições que favorecem acúmulo de sílica. Os baixos valores de ki observados nos LATOSSOLOS coincidem com resultados de Oliveira (1999) e Ghidin et al.

(2006 a), que evidenciam o avançado grau de intemperismo desses solos. Para o kr, segundo EMBRAPA (2006), solos com valores de kr < 0,75 correlacionam com a mineralogia oxidíco/gibbsítica, enquanto, valores de > 0,75 são indicativos de mineralogia caulínítica.

Tabela 15. Teores de elementos resultantes do ataque sulfúrico e relações moleculares ki e kr de horizontes selecionados dos solos das topossequências estudadas.

Solo	Hor ⁽¹⁾	-Ataque Sulfúrico 1:1 (%)-				ki ⁽²⁾	kr ⁽³⁾
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂		
Topossequência T1							
NITOSSOLO HÁPLICO- P1	Bt3	20,4	19,5	17,8	3,92	1,78	1,12
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO- P2	Bw2	18,6	18,9	19,0	5,16	1,67	1,02
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO- P3	Bw4	20,4	20,1	17,0	4,16	1,73	1,12
NITOSSOLO HÁPLICO- T1P4	Bt2	21,2	20,2	17,0	3,96	1,78	1,16
GLEISSOLO HÁPLICO- P5	Cg1	7,7	5,2	6,2	6,06	2,52	1,43
Topossequência T2							
CAMBISSOLO HÁPLICO- P1	Bi2	17,8	16,4	5,0	0,55	1,85	1,54
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO- P2	Bt2	21,3	21,0	6,3	0,69	1,72	1,45
CAMBISSOLO HÁPLICO- P3	Bi2	20,3	19,9	6,4	0,69	1,73	1,44
ARGISSOLO AMARELO- P4	Bt2	17,9	16,2	6,7	0,64	1,88	1,49
GLEISSOLO HÁPLICO- P5	Cg1	7,6	5,7	2,4	0,36	2,27	1,79
Topossequência T3							
NEOSSOLO REGOLÍTICO- P1	A2	16,9	14,3	13,7	4,28	2,01	1,25
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO- P2	Bt1	21,1	16,9	18,0	5,20	2,12	1,26
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO- P3	Bt	21,9	17,8	17,0	4,16	2,09	1,30
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO- P4	Bt2	15,7	12,5	18,0	6,52	2,14	1,11

(1)Hor= horizonte; (2)ki=(SiO₂/Al₂O₃)*1,7; (3)kr=(SiO₂*1,7)/(Al₂O₃ + (0,64*Fe₂O₃)). T1= topossequência derivada da rocha basalto; T2= topossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaiss; T3= topossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

Os valores da relação sílica/alumínio (ki) são menores que 2,0 para os solos da sequência T2 (Tabela 15), exceto para T2P5. Entretanto, em função da resistência do material de origem ao intemperismo, esses valores são pouco mais elevados que os solos da sequência T1, indicando menor evolução para os solos da sequência T2. No caso do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5), assim como no T1P5, a acumulação da sílica também se deve a drenagem impedida, favorecida pela posição na paisagem.

Estudando atributos mineralógicos em solos do Rio Grande do Norte, Mota et al. (2007), verificaram em Cambissolo Háplico e Argissolo Vermelho, valores de ki superiores a 2, atribuindo tal fato ao elevado teor de areia fina verificado nos perfis. Nos perfis estudados também se verifica elevado teor de areia grossa e fina, entretanto, estes são maiores nos horizontes superficiais. Os índices de kr são superiores a 0,75, sugerindo tratar-se de perfis com mineralogia de argila caulínítica.

Os solos da topossequência T3 (Tabela 15) apresentam valores de ki acima de 2, o que é atribuído aos maiores teores de Si nos minerais do solo e do material de origem, associado a sua baixa taxa de remoção nos perfis. Este resultado corrobora os valores da CTC da argila acima de 27 cmol_c kg⁻¹, confirmando a presença de argila 2:1 e menor grau de intemperismo. Entre os solos da sequência T3 se observa valores mais elevados de ki no CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) localizado no terço inferior da vertente.

Esse comportamento é concordante com os resultados obtidos por Silva (1993) em solos no município de Itaguaí no Rio de Janeiro, que observou o elevado valor de ki em solos na parte baixa de vertente, decorrente da acumulação de solução rica em sílica, permitindo a ressilicificação dos minerais na fração argila e neoformação de argilas 2:1. Os valores de kr também foram superiores a 0,75 nesta sequência.

4.5 Formas Extraíveis de Ferro (Fef, Fed e Feo)

Na Tabela 16 são apresentados os teores dos óxidos de ferro total determinados pelo método de fluorescência por raio X (Fef) e as formas de alta e baixa cristalinidade, extraídas, respectivamente, com ditionito-citrato-bicarbonato (Fed) e oxalato ácido de amônio (Feo).

Os solos da topolitossequência T1 têm valores de Fed variando de 1,4 a 16,7 g kg⁻¹, sendo mais baixos no GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5). Os baixos teores de Fed na sequência T1 não são compatíveis com o nível de pedogênese das classes de solos, uma vez que a alteração dos minerais primários contendo ferro em ambiente aerado deveria favorecer a formação de hematita e goethita, formas de Fe que são extraíveis com bicarbonato (DCB) na extração do ferro nas concreções. Entretanto, a presença de concreções nos solos da T1 pode explicar os baixos valores de Fed, indicando que a solução de ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) não foi eficiente na extração do ferro nas concreções.

Investigando as formas de ferro em solo nos municípios de Macatuba e Bauru em São Paulo, Demattê et al. (2003), constataram em Latossolos derivados de rochas básicas valores de Fed variando entre 143 a 140 g kg⁻¹. Nacif (2001) em solos do Sudeste da Bahia observou teores entre 52 a 196 g kg⁻¹, atribuindo tais valores a contribuição da rocha básica e diques máficos, que atuam como fornecedoras de altos teores de óxidos de ferro aos solos.

Os baixos valores de Fed nos horizontes superficiais, de todos os perfis da sequência T1, são explicados pela influência da matéria orgânica e da maior umidade influenciando a cristalinização dos óxidos. Segundo Schwertmann (1966), os altos valores de carbono orgânico no solo interferem na cristalinidade dos óxidos.

Quanto ao Feo, os teores são baixos em todos os solos da T1 e os valores da relação Feo/Fed, no geral, também são baixos entre 0,51 a 0,07, decrescendo em profundidade. Segundo Kämpf & Curi (2000), a relação Feo/Fed em solos evoluídos, tende a diminuir com a evolução do solo, revelando o predomínio de formas mais cristalinas.

Em estudo sobre a combinação de dissolução seletiva e análise dos óxidos de Fe por raio X em solos de diversas regiões do Brasil, Inda Júnior & Kämpf (2005), observaram para a relação Feo/Fed valores entre 0,01 a 0,05 em Latossolos e Cambissolos com baixos teores de matéria orgânica. Ghidin et al. (2006 a) encontraram valores entre a 0,05 a 0,01 para Latossolos derivados de basalto.

Investigando variáveis correlacionadas à estabilidade de complexos organo-minerais em solos da região Sul e Centro-Oeste do Brasil, Inda Júnior et al. (2007) também verificaram baixos valores da razão Feo/Fed indicando predominância de óxidos de maior cristalinidade (goethita e hematita) nos solos. Em estudo com diferentes perfis de Latossolos em Diamantina, Minas Gerais, Schaefer et al. (2002) encontraram baixos valores nesta relação em função da predominância dos óxidos mais cristalinos.

Tabela 16. Teores de ferro pelo método de raio X por fluorescência (Fef), ditionito citrato bicarbonato (Fed), oxalato ácido de amônio (Feo) e argila em solos da toplotossequência T1.

Hor ⁽¹⁾	Fef ⁽²⁾	Fed ⁽³⁾	Feo ⁽⁴⁾	Fed/ Fef	Feo/Fed	Fef/ Argila	Argila cmol _c kg ⁻¹
	----- g kg ⁻¹ -----						
P1- NITOSSOLO HÁPLICO							
A	195	4,7	3,2	0,02	0,69	0,38	518
Bt1	200	5,6	1,6	0,03	0,29	0,32	630
Bt2	196	6,5	1,4	0,03	0,21	0,26	746
Bt3	194	5,6	1,2	0,03	0,22	0,26	747
Bt4	201	5,3	1,2	0,03	0,22	0,27	741
Bt5	206	16,2	1,8	0,08	0,11	0,36	572
P2- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO							
A	212	5,9	1,0	0,03	0,17	0,36	585
AB	216	6,1	2,0	0,03	0,32	0,35	612
BA	212	16,7	3,3	0,08	0,20	0,37	577
Bw1	217	6,3	1,9	0,03	0,31	0,32	672
Bw2	213	9,0	2,2	0,04	0,24	0,30	723
Bw3	207	6,6	1,7	0,03	0,26	0,25	818
Bw4	204	16,6	1,2	0,08	0,07	0,25	800
Bw5	207	14,7	1,1	0,07	0,08	0,28	752
P3- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO							
A	195	12,5	3,2	0,06	0,26	0,33	596
Bw1	194	12,0	2,1	0,06	0,17	0,28	696
Bw2	192	14,9	1,8	0,08	0,12	0,27	717
Bw3	187	16,9	1,5	0,09	0,09	0,24	776
Bw4	188	11,4	1,1	0,06	0,09	0,30	624
Bw5	186	12,2	1,0	0,07	0,09	0,24	774
Bw6	188	11,6	1,0	0,06	0,09	0,24	774
Bw7	198	13,9	1,1	0,07	0,08	0,27	734
P4- NITOSSOLO HÁPLICO							
A	204	8,5	3,2	0,04	0,37	0,45	453
AB	223	10,4	4,0	0,05	0,39	0,49	454
BA	207	13,4	4,7	0,06	0,35	0,42	494
Bt1	199	10,8	3,3	0,05	0,31	0,30	664
Bt2	189	14,1	2,1	0,07	0,15	0,27	691
Bt3	187	13,4	2,0	0,07	0,15	0,26	727
Bt4	194	14,3	1,9	0,07	0,13	0,28	705
Bt5	207	15,9	1,2	0,08	0,07	0,26	783
P5- GLEISSOLO HÁPLICO							
A	99	3,4	1,7	0,03	0,51	0,40	250
AC	75	6,8	0,9	0,09	0,14	0,28	265
Cg1	59	1,4	0,3	0,02	0,21	0,27	213
Cg2	118	3,9	0,8	0,03	0,19	0,34	347
Cg3	115	6,4	3,1	0,06	0,48	0,43	265

(1)Horizonte; (2)ferro total obtido por raio X por fluorescência; (3)ferro extraído com ditionito-citrato-bicarbonato; (4)ferro extraído com solução de oxalato de amônio.

Através da relação Fed/Fef pode-se avaliar o grau de intemperismo do solo ou do material de origem. De acordo com Pereira (1996), a partir desta relação pode-se inferir sobre a reserva de ferro, ou seja, o quanto desse elemento pode ser liberado pelo intemperismo e, eventualmente, ser transformado em óxidos de ferro. Segundo os resultados verificados na Tabela 16 os valores da relação Fed/Fef para os solos da topolitossequência T1 apresentam-se baixos, variando de 0,01 a 0,10, indicando que a maior parte do Fe se encontra na forma de minerais primários. No entanto, este resultado é discordante do grau de evolução destes solos. Possivelmente, a presença de concreções observadas nos horizontes contribuiu para os baixos valores desta relação, já que a extração com DCB não quantifica o ferro em partículas de tamanho areia (concreções). Segundo Mckeague et al. (1971), a eficiência da extração com DCB dos minerais de ferro é fortemente dependente do tamanho das partículas, pois os óxidos nos tamanhos silte e areia podem não ser totalmente dissolvido durante a extração. Também a presença de minerais acessórios que contém ferro em sua estrutura como ilmenita e magnetita contribuem para a baixa relação Fed/Fef, visto que o DCB não é eficiente na dissolução de óxidos primários (Gaffey et al., 1993; Jackson, 1975). A relação Fet/argila variou de 0,24 a 0,31 sugerindo a contribuição do basalto à fração óxidos destes solos.

De modo geral, os solos da topolitossequência T2 (Tabela 17) apresentam baixos teores de Fed, em parte, pelo baixo teor de minerais contendo ferro na rocha de origem. Segundo Kämpf & Curi, (2000), os baixos valores de Fed podem ser devidos a mineralogia da rocha de origem e/ou baixo grau de intemperismo dos solos. Lima et al. (2006), estudando atributos químicos de solos do Alto Solimões na Amazônia, verificaram em Argissolo Amarelo valores de Fed variando entre 26 a 33 g kg⁻¹.

Os valores da relação Fed/Fef variam de 0,01 a 0,10, sugerindo que o ferro no sistema encontra-se como parte da constituição de minerais primários, em especial da biotita. Esta afirmação é comprovada pela observação micromorfológica, na qual se observa quantidades significativas de mica em todos os perfis desta sequência. Os valores da relação Feo/Fed decrescem em profundidade, exceto pelo GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5), indicando que os óxidos pedogênicos de maior cristalinidade encontram-se nos horizontes subsuperficiais, além da relação com os teores de argila, que decrescem em profundidade. O teor de carbono orgânico elevado nos horizontes superficiais explica os teores mais elevados de compostos de ferro de baixa cristalinidade e a maior relação Feo/Fed em superfície, nos solos bem drenados, visto que a matéria orgânica pode inibir a cristalização do ferro (Schwertmann, 1966; Schwertmann & Taylor, 1989).

Observando os valores Fed no CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1 e T2P3) e ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (T2P2) constata-se que o aumento coincide com os teores mais elevados de argila no perfil, sugerindo a migração do óxido em conjunto com a argila. Este padrão pode ser melhor observado através da pequena variação da relação Fef/argila no perfil. Estudando formas de ferro em solos de várias regiões do Brasil, Valladares (2000), observou pequena variação desta relação em profundidade para os perfis de solo, indicando migração do ferro juntamente com a fração argila.

Os valores da relação Fef/argila nos perfis da topolitossequência T2 (Tabela 17) aumentam em profundidade, principalmente no CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1), confirmando que a extração de ferro pelo método de fluorescência de raio X, reflete o teor de ferro nos óxidos pedogênicos (goethita e hematita) mais as formas presentes nos minerais primários e nas frações areia e silte, uma vez que nos horizontes BC, C e Cr apresentam menor o teor de argila. Ainda, os valores da relação Fef/argila são, em geral, menores que nos perfis das demais topolitossequências.

Os teores de Fed dos solos da topolitossequência T3 mostram-se baixos, variando entre 1,3 a 15,2 g kg⁻¹ (Tabela 18). Estudando óxidos de ferro em solos desenvolvidos de rochas básicas no município de São Carlos em São Paulo, Trecomoldi (2003) verificou em

Neossolo Litólico e Chernossolo Argilúvico baixos teores de Fe na fração Fed, variando de 76 e 96, 3 g kg⁻¹, respectivamente, e menores teores na fração Feo 6,2 e 9,5 g kg⁻¹, quando comparados ao Latossolo Vermelho com 137 g kg⁻¹ de Fed e 2,7 g kg⁻¹ de Feo.

Tabela 17. Teores de ferro pelo método de raio X por fluorescência (Fef), ditonito citrato bicarbonato (Fed), oxalato ácido de amônio (Feo) e argila em solos da topolitossequência T2.

Hor ⁽¹⁾	Fef ⁽²⁾	Fed ⁽³⁾	Feo ⁽⁴⁾	Fed/ Fef	Feo/Fed	Fef/ Argila	Argila cmol _c kg ⁻¹
	----- g kg ⁻¹ -----						
P1- CAMBISSOLO HÁPLICO							
A1	22	1,4	1,2	0,06	0,87	0,09	235
A2	21	1,4	1,3	0,07	0,90	0,10	211
BA	25	1,4	1,2	0,05	0,91	0,09	285
Bi1	35	1,7	1,2	0,05	0,71	0,09	374
Bi2	52	1,9	1,2	0,04	0,61	0,13	400
BC	46	0,9	0,4	0,02	0,48	0,19	242
C	37	0,5	0,1	0,01	0,28	0,35	107
Cr	26	0,3	0,1	0,01	0,24	0,39	67
P2- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO							
A1	19	1,7	1,4	0,09	0,86	0,07	251
A2	19	1,6	1,4	0,09	0,90	0,08	244
BA	30	1,9	1,4	0,06	0,70	0,09	351
Bt1	54	4,7	0,8	0,09	0,16	0,09	591
Bt2	59	6,1	0,8	0,10	0,13	0,10	606
Bt3	58	4,4	0,7	0,08	0,15	0,14	411
P3- CAMBISSOLO HÁPLICO							
A	22	1,7	1,4	0,08	0,81	0,09	254
BA	30	2,3	1,3	0,08	0,57	0,09	321
Bi1	44	4,0	0,9	0,09	0,23	0,11	413
Bi2	66	6,9	0,8	0,11	0,12	0,12	566
BC	54	3,3	0,6	0,06	0,18	0,16	337
P4- ARGISSOLO AMARELO							
A	21	1,9	1,4	0,09	0,75	0,10	207
AB	23	2,0	1,4	0,09	0,69	0,11	217
BA	26	2,4	1,2	0,09	0,51	0,10	273
Bt1	59	2,0	1,2	0,03	0,61	0,12	487
Bt2	62	3,1	1,0	0,05	0,34	0,15	410
Bt3	59	3,7	0,9	0,06	0,25	0,19	313
BC	59	3,2	1,0	0,05	0,33	0,22	273
C	52	2,2	0,9	0,04	0,40	0,20	253
P5- GLEISSOLO HÁPLICO							
A	26	1,9	0,4	0,07	0,22	0,14	190
AC	19	1,6	0,4	0,09	0,25	0,10	186
Cg1	18	1,4	1,0	0,08	0,69	0,08	229
Cg2	28	1,1	0,9	0,04	0,85	0,12	239
Cg3	25	1,4	0,4	0,05	0,30	0,13	200

(1)Horizonte; (2)ferro total obtido por raio X por fluorescência; (3)ferro extraído com ditonito-citrato-bicarbonato; (4)ferro extraído com solução de oxalato de amônio.

Na sequência T3 os valores de Feo são mais elevados nos horizontes superficiais e de transição, e que apresentam teores elevados de carbono orgânico. Os teores de Fed também são maiores nesses horizontes, a exceção do NEOSSOLO RELOLÍTICO (T3P1). Tal fato

indica que a pedogênese desses solos apresenta baixo grau de evolução, que o dos demais solos das sequências T1 e T2, com presença de óxidos de ferro de alta e baixa cristalinidade nos horizontes superficiais. Estudando a gênese de solos derivados de rochas vulcânicas na Etiópia, Abayneh et al. (2006) observaram valores elevados de Feo, sendo uma das formas de óxidos predominantes a ferrihidrita.

Tabela 18. Teores de ferro pelo método de raio X por fluorescência (Fef), ditionito citrato bicarbonato (Fed), oxalato ácido de amônio (Feo) e argila em solos da topolitossequência T3.

Hor ⁽¹⁾	Fef ⁽²⁾	Fed ⁽³⁾	Feo ⁽⁴⁾	Fed/ Fef	Feo/Fed	Fef/ Argila	Argila cmol _c kg ⁻¹
	-----g kg ⁻¹ -----						
P1- NEOSSOLO REGOLÍTICO							
A1	169	8,5	6,4	0,05	0,75	0,46	364
A2	184	9,8	3,5	0,05	0,36	0,54	342
C	170	3,4	1,8	0,02	0,53	0,73	233
Cr1	158	5,4	1,2	0,03	0,22	0,79	199
Cr2	140	4,7	0,9	0,03	0,20	0,97	144
P2- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO							
A	239	17,6	7,2	0,07	0,41	0,76	314
BA	216	12,5	7,6	0,06	0,60	0,53	407
Bt1	204	10,8	7,5	0,05	0,70	0,38	543
Bt2	202	11,0	3,2	0,05	0,29	0,52	385
BC	183	7,6	2,1	0,04	0,28	0,68	270
C	152	5,4	1,7	0,04	0,32	0,61	249
Cr	160	7,1	3,7	0,04	0,52	0,70	227
P3- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO							
A	253	15,2	7,3	0,06	0,48	0,75	340
BA	245	13,5	6,1	0,06	0,45	0,63	390
Bt	200	11,0	4,6	0,05	0,42	0,40	495
C	171	3,3	1,7	0,02	0,51	0,74	231
P4- CHERNOSSOLO ARGILÚVICO							
A	216	11,6	5,5	0,05	0,48	0,74	291
BA	217	11,5	2,0	0,05	0,17	0,54	399
Bt1	216	12,7	3,6	0,06	0,29	0,38	566
Bt2	192	11,4	1,7	0,06	0,15	0,36	536
BC	125	9,4	1,4	0,08	0,15	0,28	443
C1	84	2,9	1,2	0,04	0,40	0,18	461
C2	78	4,4	1,3	0,06	0,28	0,28	283
C3	41	1,3	0,5	0,03	0,42	0,23	175

(1)Horizonte; (2)ferro total obtido por raio X por fluorescência; (3)ferro extraído com ditionito-citrato-bicarbonato; (4)ferro extraído com solução de oxalato de amônio.

Os perfis da topolitossequência T3 apresentam baixos valores da relação Fed/Fef com decréscimo em profundidade, estando em consonância com os dados encontrados por Campos et al. (2007) estudando Neossolo no município de Pereira Barreto em São Paulo. Os baixos valores desta relação sugerem que a maior parte do ferro se encontra na estrutura cristalina dos minerais primários, em especial, os piroxênios, feldspatos e ilmenita encontrados nos solos. Já a relação Feo/Fed expressa maior teor de óxidos de baixa cristalinidade em relação ao observado na topolitossequência T1, também derivada de rocha básica, o que está associada aos maiores teores de C orgânico nesses solos. Valladares (2000), estudando solos de distintas regiões do Brasil, também encontrou valores elevados de Feo/Fed em perfis de Chernossolo, assim como, a redução desta relação em profundidade.

Os valores da relação Fef/argila nos perfis da toplotossequência T3 (Tabela 18) aumentam em profundidade, exceto pelo CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - T3P4, com os maiores valores da relação no NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1), reiterando a relação entre o ferro avaliado pelo método de fluorescência de raio X e teor de ferro nos minerais primários, nas frações areia e silte. Os solos da sequência T3 são os que apresentam os valores mais elevados da relação Fef/argila e com grande variação em profundidade. Esse resultado sugere que o ferro nos horizontes diagnósticos, expressa maior contribuição de minerais primários do material de origem que os processos de intemperismo e formação de óxidos de ferro pedogênicos. Ou seja, os solos possuem menor maturidade genética que os solos nas demais toplotossequências. Estudando o papel do ferro como indicador de pedogênese em solos da região tropical úmida em Mérida na Venezuela, Ochoa et al. (2000), encontraram relação Fet/Argila com valores próximos a 1,0, sugerindo que os valores elevados de ferro estão relacionados à sua liberação a partir da alteração do material de origem, não havendo relação com migração em conjunto do ferro e argila.

4.6 Superfície Específica

Na Tabela 19 estão apresentados os valores de superfície específica (SE) dos solos das toplotossequências T1, T2 e T3. Pode-se verificar que nas três sequências os valores da SE são menores nos horizontes superficiais. Tal padrão pode ser explicado pela menor presença de argila e óxido nesses horizontes. Entretanto, analisando separadamente, os valores da SE em superfície, nota-se que na T1 e T3 os valores apresentam-se mais elevados, podendo ser atribuído ao maior teor de matéria orgânica em superfície.

Segundo Brunauer (1943), mesmo nos solos tropicais onde a quantidade de matéria orgânica é pequena, ela pode exercer grande influência no aumento da SE, devido ao seu elevado estado de subdivisão. Porém, a matéria orgânica pode exercer efeito negativo na SE, pois quanto ligada à fração coloidal do solo, ela bloqueia posições da superfície das partículas, dificultando e mesmo diminuindo a adsorção do etileno glicol, expressando valores mais baixos de SE (Bower & Gschwend, 1952).

Os solos da T1 apresentam elevados valores de SE devido à presença expressiva dos óxidos de ferro nos solos desta sequência. Rolim Neto et al. (2004), estudando superfície específica nos solos da Bacia do Alto Paranaíba, em Minas Gerais, verificaram em Latossolos valores de SE variando 248 a 401 m² g⁻¹. Segundo Parfitt (1978), a elevada área e a influência dos óxidos nos fenômenos de geração de sítios de adsorção, contribuem para elevar a SE dos solos. Deshpand et al. (1968) afirma que os óxidos de ferro apresentam uma superfície específica que varia entre 100 e 400 m² g⁻¹. Borggaard (1982) afirma que as propriedades físico-químicas dos óxidos de Fe são mais influenciadas pela SE, em comparação as feições mineralógicas destes. A sequência T2 apresenta baixos valores de SE, podendo ser justificada pelo menor teor de óxidos e minerais de argila 2:1, que conferem ao solo elevada SE. Segundo Brunauer (1943), a SE varia com a textura e com o tipo de mineral de argila.

Nos solos da T3 também se verificam valores elevado de SE, justificado pela presença de argila 2:1. Segundo Kiehl (1979), as argilas 2:1 conferem elevada SE aos solos em função não só do tamanho coloidal, mas também por sua área interna que ocorre unicamente nos minerais expansíveis como a montmorilonita. Outro fato relevante a elevada SE é o teor significativo de cálcio nestes solos, que Segundo Bower & Gschwend (1952) solos que apresentam teor expressivo de cálcio pode apresentar maior retenção de etileno glicol, que solos saturados com outros cátions. O cálcio fica retido à molécula de etileno, com energia de retenção polar, proporcionando uma estimativa exagerada da área real das superfícies das partículas do solo (Heilman et al., 1965).

Tabela 19. Valores de superfície específica de horizontes selecionados dos solos das topolitossequências estudadas.

Solo	Perfil	Horizontes	SE ⁽¹⁾ m ² g ⁻¹
Topolitossequência T1			
NITOSSOLO HÁPLICO	P1	A Bt3	102,8 250,4
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO	P2	A Bw2	295,1 282,1
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO	P3	A Bw4	199,5 305,7
NITOSSOLO HÁPLICO	P4	A Bt2	111,7 273,5
GLEISSOLO HÁPLICO	P5	A Cg1	170,7 76,9
Topolitossequência T2			
CAMBISSOLO HÁPLICO	P1	A2 Bi2	51,2 180,7
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO	P2	A2 Bt2	38,2 88,8
CAMBISSOLO HÁPLICO	P3	A1 Bi1	47,0 87,0
ARGISSOLO AMARELO	P4	A Bt2	31,2 83,2
GLEISSOLO HÁPLICO	P5	A Cg1	44,5 37,1
Topolitossequência T3			
NEOSSOLO REGOLÍTICO	P1	A1 A2	190,5 293,0
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO	P2	A Bt1	213,5 224,3
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO	P3	A Bt	179,7 377,5
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO	P4	A Bt2	148,5 188,0

(1)Superfície específica; T1= topolitossequência derivada da rocha basalto; T2= topolitossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaíse; T3= topolitossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

4.7 Fracionamento Químico da Matéria Orgânica

Na Tabela 20 são apresentados os resultados do fracionamento químico da matéria orgânica dos solos das três topolitossequências estudadas. A humina (HUM) é a fração predominante (entre 47 a 70 %) do carbono orgânico total (COT) em todas as sequências estudadas, fato também observado por Lima et al. (2006) em solos do Amazonas e Schaefer et al. (2002) em solos de Diamantina em Minas Gerais.

Estudando a distribuição das substâncias húmicas de solos de várias regiões no Brasil, Fontana (2006), verificou predomínio da fração humina em Chernossolos e Latossolos, com valores médios de 64,7% e 59,5%, respectivamente. Investigando a eletroquímica em Latossolos de diferentes regiões do Brasil, Dobbss et al. (2008), observaram que maior parte da matéria orgânica era constituída pela humina (HUM), variando de 67 a 90 % do COT, seguida pela fração ácido fúlvico (FAF) e fração ácido húmico (FAH), conferindo aos solos relação C-FAH/C-FAF menor que 1,0. Stevenson (1982) afirma que o predomínio da fração

humina nos solos está relacionado à estabilidade da ligação entre esse componente a fase mineral do solo, assim como, devido à maior resistência à decomposição desta fração.

Quando se comparam os valores de C-FAF e C-FAH observa-se em todos os solos da sequência T1, com exceção do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5), valores mais elevados de FAF. Nas demais sequências exceção a esse padrão é observada no CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1 e T2P3) e no NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1). Porém esses valores não são suficientemente elevados para que a relação C-EA/C-HUM nos solos citados seja superior a 1,0, caracterizando desta forma a mobilidade de substâncias orgânicas dentro dos perfis.

Estudando solos da Serra do Espinhaço e da Mantiqueira, Benites et al. (2007), observaram em Argissolo e Neossolo valores de FAF (9 a 24 %) que sugerem mobilidade de substâncias orgânicas nestes pedoambientes. Segundo Mendonça & Rowell (1996), solos mais evoluídos e com boa drenagem, a taxa de decomposição da matéria orgânica é rápida, havendo predomínio do ácido fúlvico e humina, enquanto o ácido húmico por ser considerado intermediário entre os dois tende a ser menos presente.

A intensa mineralização da matéria orgânica e as restrições edáficas à atividade biológica, que ocorrem comumente nos solos tropicais, propiciam a redução na relação C-AH/C-AF (Benites et al., 2003). Os solos que apresentam relação C-FAH/C-FAF próxima ou superior a 1,0, caracterizam o predomínio do ácido húmico e humina em detrimento ao ácido fúlvico. No caso dos solos da topossequência T3 o elevado valor da relação C-FAH/C-FAF, pode ser justificada pela formação do humato de cálcio, oriundo da formação de complexos dos ácidos húmicos com os íons de cálcio e magnésio. Segundo Anjos et al. (2008) os Chernossolos apresentam tendência do predomínio dos ácidos fúlvicos em relação dos ácidos húmicos devido à alta estabilidade desse complexo.

Tanto o GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5 e T2P5) quanto o CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1 e T2P3) também, apresentam relação C-FAH/C-FAF elevada devido à contribuição do pH ácido. Conforme Schnitzer (1986), solos com pH inferior a 6,5 tendem a apresentarem teores de C-FAH mais elevados, devido à formação de complexos insolúveis a partir deste pH. Para os demais solos a relação C-FAH/C-FAF apresentam-se inferior a 1,0 caracterizando o predomínio dos ácidos fúlvicos. Estes possuem menor conteúdo de carbono, maior de oxigênio e estágio de humificação menos avançado que os ácidos húmicos (Guerra et al., 2008). Caracterizando o húmus em Latossolo Amarelo no Recôncavo Baiano-BA, Cunha et al. (2003), observaram valores para esta relação menores que 1,0.

Em todas as sequências relação C-EA/C-HUM apresenta-se menor que 1,0 variando entre 0,4 a 0,7, indicando não haver translocação das frações orgânicas dentro dos perfis. Investigando solos de várias regiões do Brasil, Fontana (2006), observou que para a relação C-EA/C-HUM valor médio de 0,51 e que nos Chernossolos os valores médios foram menores que 0,35, demonstrando a predominância do ácido húmico.

Cunha et al. (2003) também observaram valores menores que 1,0 para esta relação em Latossolo Amarelo. Em estudo de fracionamento químico de substâncias húmicas em solo da Região Sul do Brasil, Benites et al. (2000), observaram o predomínio da humina seguida pelos ácidos fúlvicos e tendência de valores menores que 1,0 tanto para as relações C-FAH/C-FAF e C-EA/C-HUM em Chernossolo, Latossolo e Argissolo.

Tabela 20. Distribuição do carbono orgânico, propriedades químicas e teor de argila dos horizontes superficiais das topolitossequências estudadas.

Solos	COT ⁽¹⁾	pH	T ⁽²⁾	C-FAF ⁽³⁾	C-FAH ⁽³⁾	C-HUM ⁽³⁾	TRec ⁽³⁾	FAF	FAH	HUM	C-FAH/ C-FAF	C-EA/ C-HUM
	g kg ⁻¹	H ₂ O	cmol _c kg ⁻¹	g kg ⁻¹			-----% do COT-----					
Topolitossequência T1												
NITOSSO HÁPLICO- P1	18,9	5,2	11,1	3,5	2,5	11,3	91	18	13	60	0,71	0,5
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO- P2	18,5	4,7	10,2	3,8	0,9	10,9	84	21	5	59	0,24	0,4
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO- P3	21,8	5,2	10,9	3,9	2,8	11,2	82	18	13	51	0,72	0,6
NITOSSO HÁPLICO- P4	22,2	6,6	11,9	3,2	2,3	14,2	89	14	10	64	0,72	0,4
GLEISSOLO HÁPLICO- P5	36,8	5,1	17,2	3,2	6,4	19,2	84	14	17	52	1,23	0,6
Topolitossequência T2												
CAMBISSOLO HÁPLICO- P1	31,7	5,9	12,8	4,0	5,0	17,6	84	13	16	56	1,25	0,5
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO- P2	19,2	5,6	8,1	2,3	2,3	9,0	71	12	12	47	1,00	0,5
CAMBISSOLO HÁPLICO- T2P3	14,7	5,5	7,8	2,3	2,9	8,3	92	16	20	57	1,26	0,6
ARGISSOLO AMARELO- T2P4	14,0	5,8	7,5	2,3	1,5	8,9	91	16	11	64	0,65	0,4
GLEISSOLO HÁPLICO- T2P5	17,7	5,5	9,6	3,1	3,0	9,1	86	18	17	51	0,97	0,7
Topolitossequência T3												
NEOSSOLO REGOLÍTICO- P1	40,0	6,5	22,8	5,2	6,4	23,4	87	13	16	58	1,23	0,5
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO- P2	25,2	6,4	18,3	3,8	3,5	14,4	86	15	14	57	0,92	0,5
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - P3	18,4	6,6	15,7	2,8	2,7	12,0	95	15	15	65	0,96	0,5
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - P4	14,9	6,8	12,4	2,2	2,0	10,4	98	15	13	70	0,91	0,4

(1)Carbono orgânico total; (2)CTC a pH 7,0; (3) FAF = carbono orgânico na fração ácido fúlvico; FAH = carbono orgânico na fração ácido húmico; HUM= carbono orgânico na fração húmica; TRec= taxa de recuperação; C-EA/C-HUM = relação entre o C-FAF + C-FAH/ CHUM; T1= topolitossequência derivada da rocha basalto; T2= topolitossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaíse; T3= topolitossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea.

4.8 Mineralogia do Solo

4.8.1 Mineralogia da fração areia

Os principais componentes da fração areia dos solos da topolitossequência T1 são apresentados nos difratogramas de raio X, nas Figuras 20, 21, 22, 23 e 24. Não se observam variações na composição mineralógica dos solos, exceto pela ocorrência dos reflexos característicos da mica e feldspatos no GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5). Os solos NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1 e T1P4) e LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2 e T1P3) apresentam predomínio de quartzo em todos os horizontes, como esperado uma vez que, os minerais primários de fácil intemperização foram alterados durante a pedogênese. Constatam-se pequenos reflexos de ilmenita e magnetita, sugerindo a presença de traços desses minerais herdados do material de origem (basalto).

Apesar do difratograma de raio X não sinalizar a presença de magnetita na fração areia, este mineral é observado na análise micromorfológica, como parte constituinte do material grosso dos perfis estudados. Melo et al. (2004) estudando solos distroféricos originados do basalto no Rio Grande do Sul, observaram na mineralogia da fração areia de Latossolo e Nitossolo além da presença dominante do quartzo, reflexos de ilmenita e rutilo.

Investigando atributos mineralógicos em solos da Chapada do Apodi no Rio Grande do Norte, Mota et al. (2007) verificaram na fração areia de LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO e ARGISSOLO VERMELHO o predomínio de quartzo e a presença de ilmenita e magnetita.

No difratograma do perfil do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) além de quartzo observa-se a ocorrência de reflexos de baixa intensidade de feldspatos (anortita e microclínio) e mica (muscovita). Por se tratar de solo em relevo plano de várzea, a má condição de drenagem funciona como fator limitante ao intemperismo, possibilitando a ocorrência de minerais facilmente alteráveis neste pedoambiente.

A mineralogia dos solos da topolitossequência T2 (Figuras 25, 26, 27, 28 e 29) indica o quartzo como mineral predominante na fração areia, mas também se verifica a presença de feldspatos, principalmente, os potássicos e traços de muscovita, confirmando a tese de solos com baixo grau de evolução. Pode-se também constatar que os picos mais intensos de feldspatos ocorrem no CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1), ARGISSOLO AMARELO (T2P4) e GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5), sugerindo elevado teor relativo deste mineral, nos solos localizados no topo e nas partes mais baixas da vertente (terço inferior e plano de várzea). Tal fato sugere menor grau de evolução desses solos em comparação aos demais solos da sequência. Os resultados dos teores dos elementos totais mostram teores mais elevados de K nesses perfis, sendo concordantes com os picos mais intensos de feldspatos potássicos verificados na mineralogia. Fraga et al. (2009), estudando a mineralogia de solos de várzea de diferentes regiões do Rio Grande do Sul, observaram na fração areia do Gleissolo Háplico a presença de plagioclásios e feldspatos potássicos.

Melo et al. (2002b), na caracterização mineralógica de um Argissolo Amarelo localizado no município de Aracruz no Espírito Santo, observaram na fração areia o predomínio do quartzo e pequena presença de mica. Segundo os referidos autores, mesmo presente em pequena quantidade no solo, a mica, constitui uma importante reserva de K e Mg para o solo. Unamba-Oparah (1985) verificando os níveis de potássio em solos arenosos no Norte de Imo na Nigéria, concluiu que as reservas de K dos solos nas frações areia fina e silte era devido à presença de mica no solo.

Os difratogramas apresentados nas Figuras 30, 31, 32 e 33 revelam o predomínio de quartzo em todos os perfis dos solos da topolitossequência T3, assim como, presença de

feldspatos, principalmente cálcicos, piroxênios e pequenos picos de ilmenita herdada da rocha de origem.

Estudando a mineralogia de três sequências em solos da Amazônia, Lima et al. (2006), encontraram na fração areia de Neossolo, além do mineral quartzo, plagioclásio e feldspatos potássicos, caracterizando o baixo grau de intemperização deste solo.

Nos solos da toplotossequência T3 verifica-se também que a intensidade dos picos de feldspatos e piroxênios diminui do ponto mais alto da vertente para o mais baixo, indicando que os perfiss localizados na parte inferior da vertente possuem maior grau de alteração desses minerais.

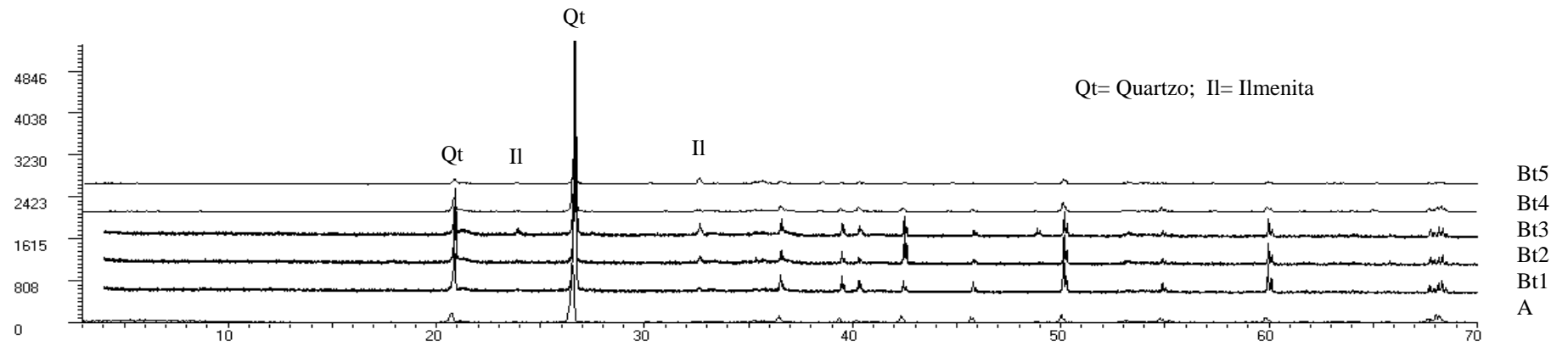


Figura 20. Difratoograma de raio X da da fração areia do NITOSSO HÁPLICO (T1P1) da topolitossequência T1.

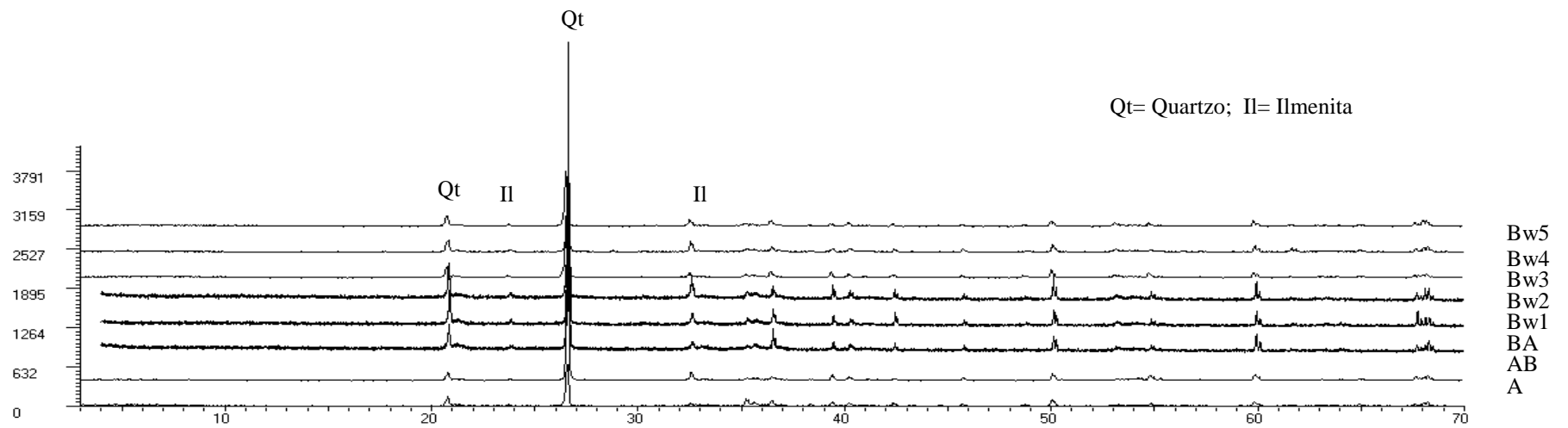


Figura 21. Difratoograma de raio X da fração areia do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2) da topolitossequência T1.

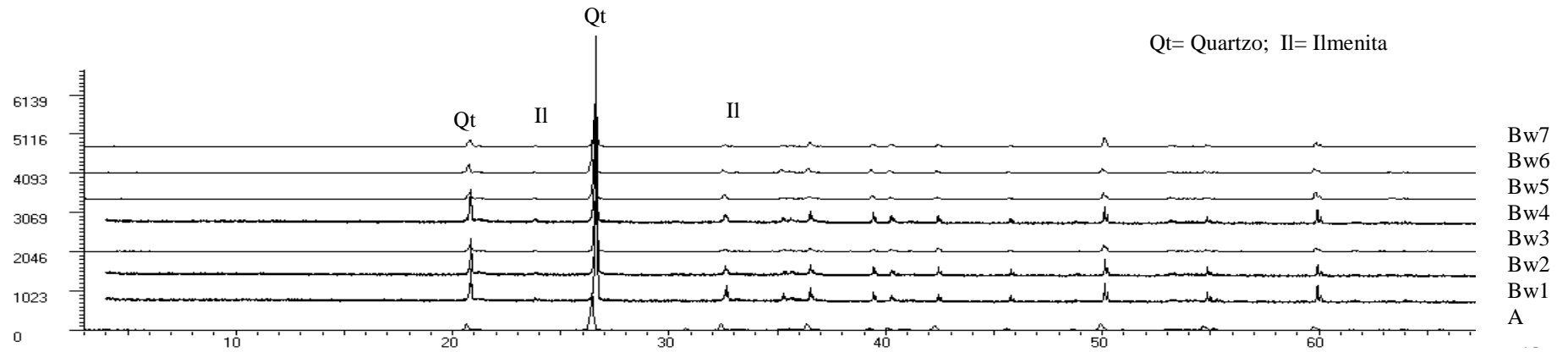


Figura 22. Difratoograma de raio X da fração areia do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3) da toplotossequência T1.

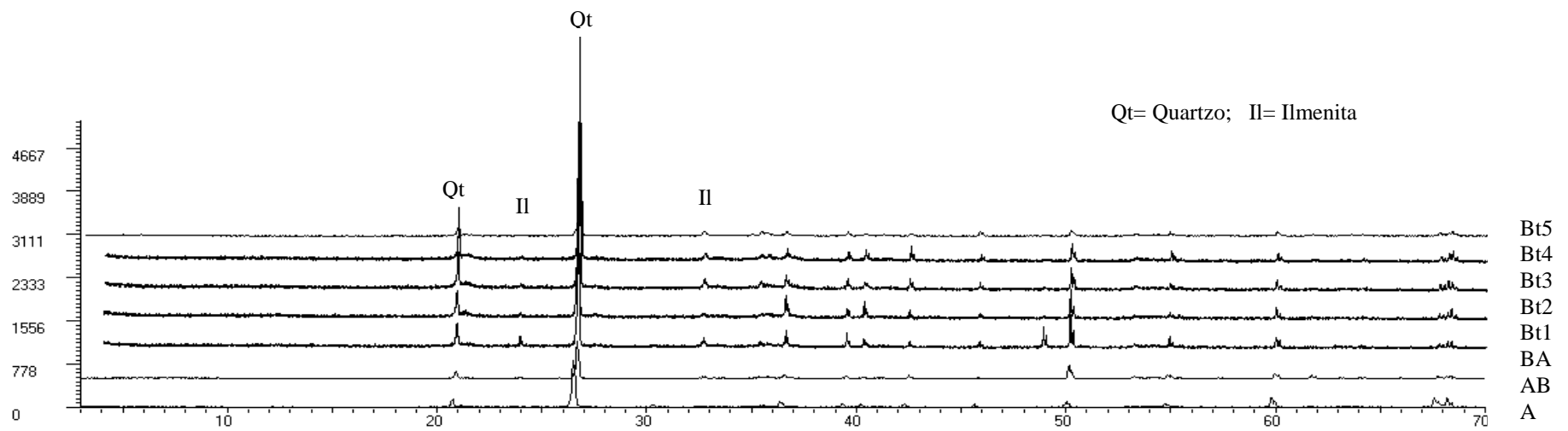


Figura 23. Difratoograma de raio X da fração areia do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) da toplotossequência T1.

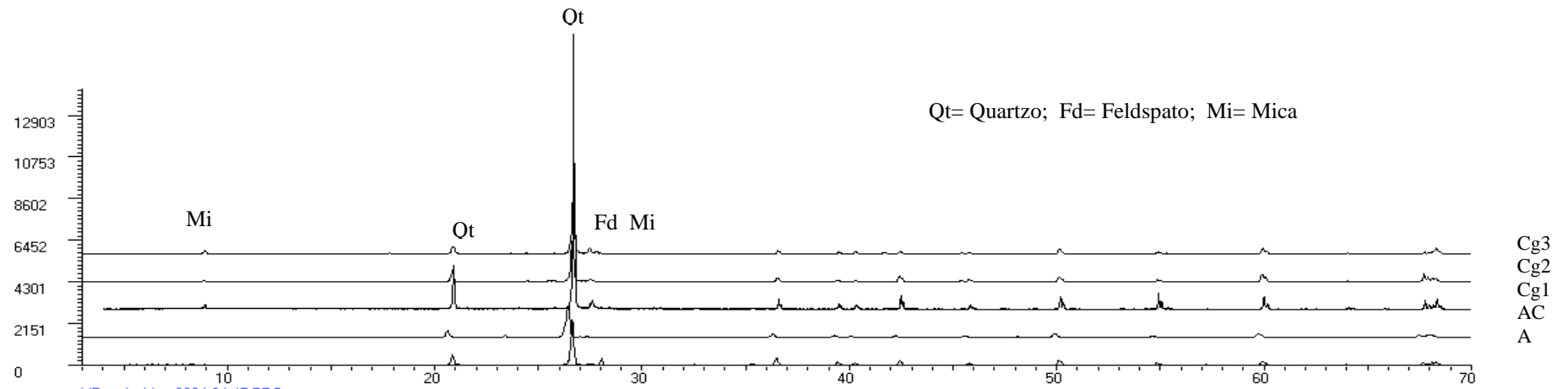


Figura 24. Difratoograma de raio X da fração areia do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da topolitossequência T1.

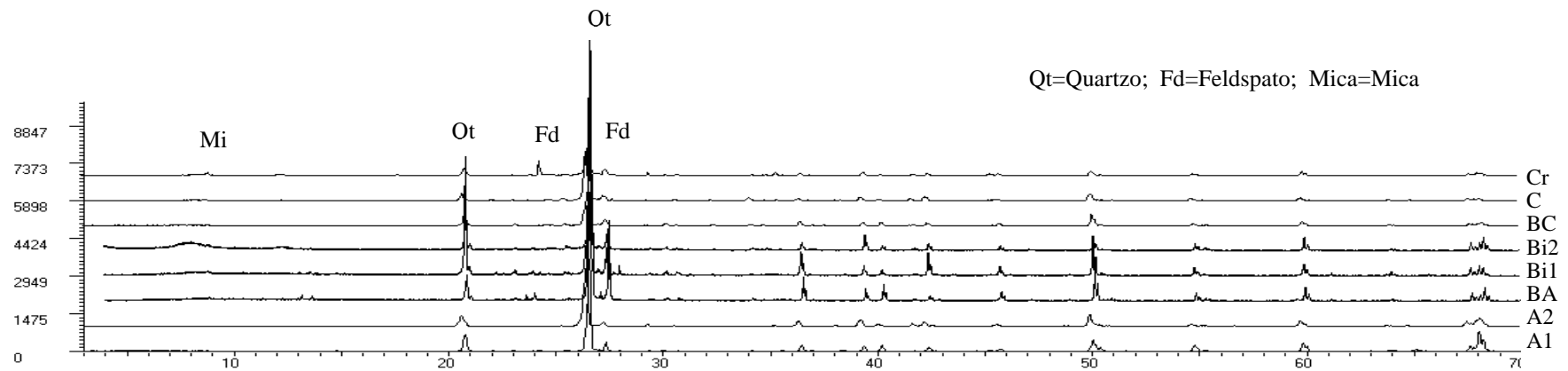


Figura 25. Difratoograma de raio X da fração areia do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1) da topolitossequência T2.

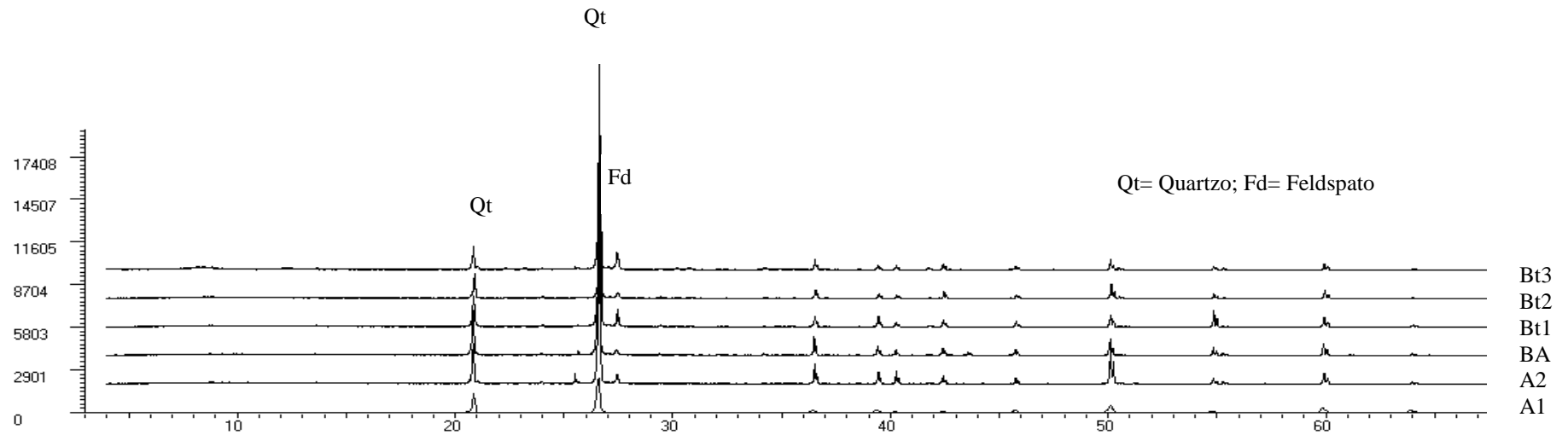


Figura 26. Difratoograma de raio X da fração areia do ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (T2P2) da toplotossequência T2.

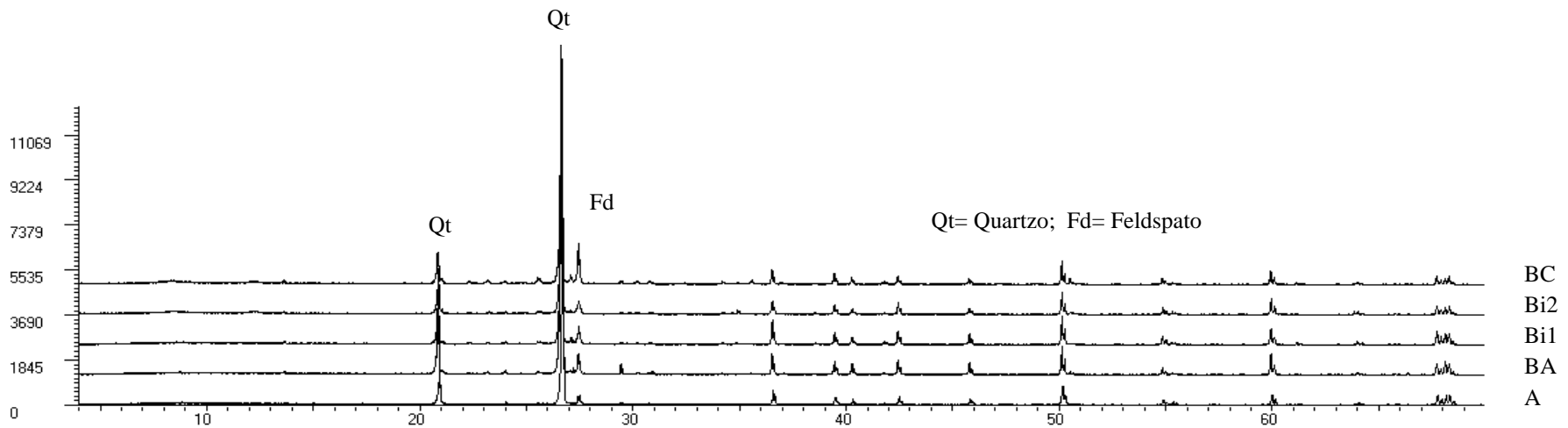


Figura 27. Difratoograma de raio X da fração areia do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3) da toplotossequência T2.

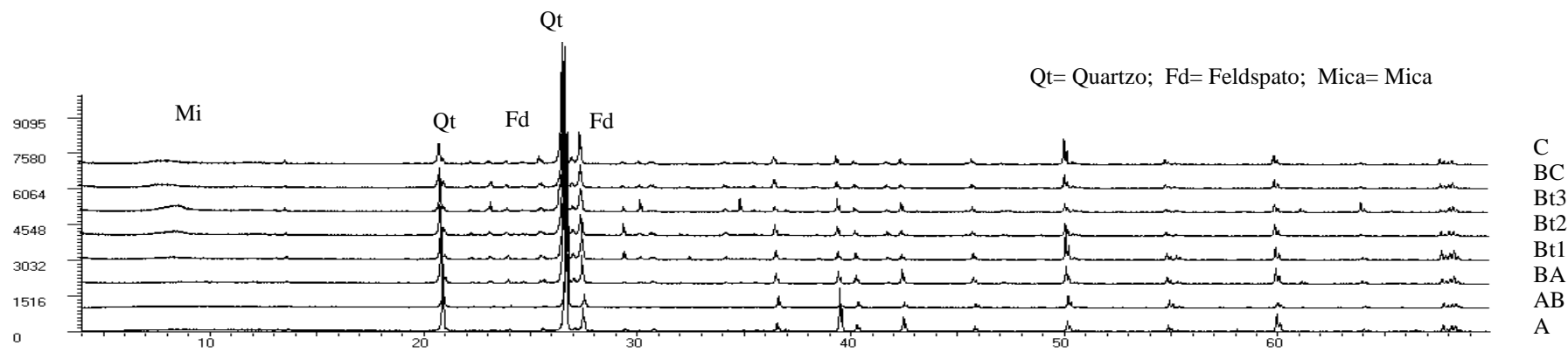


Figura 28. Difratoograma de raio X da fração areia do ARGISSOLO AMARELO (T2P4) da topolitossequência T2.

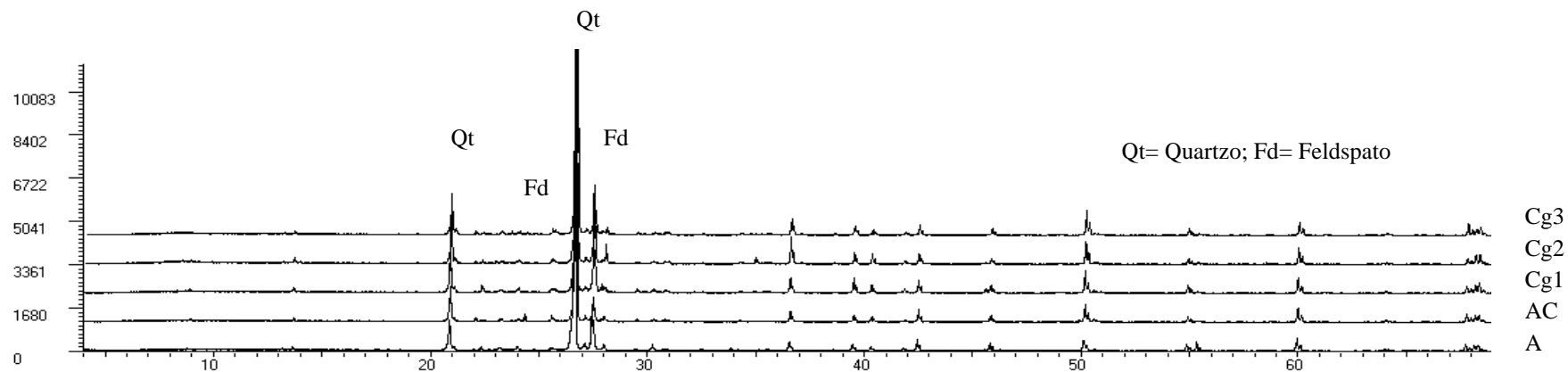


Figura 29. Difratoograma de raio X da fração areia do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da topolitossequência T2.

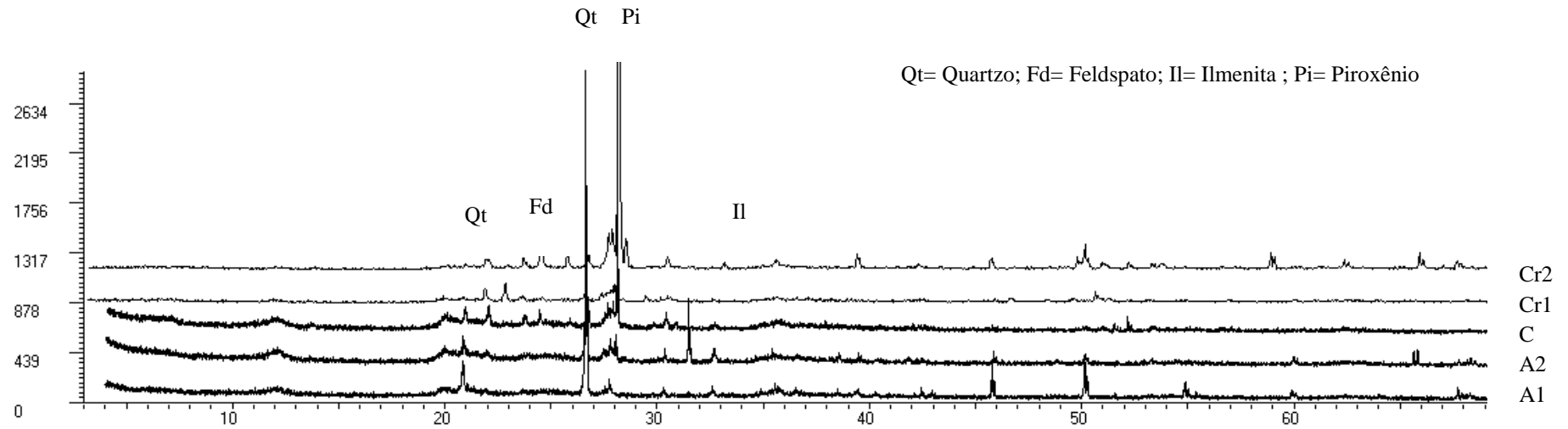


Figura 30. Difratoograma de raio X da fração areia do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da toplotossequência T3.

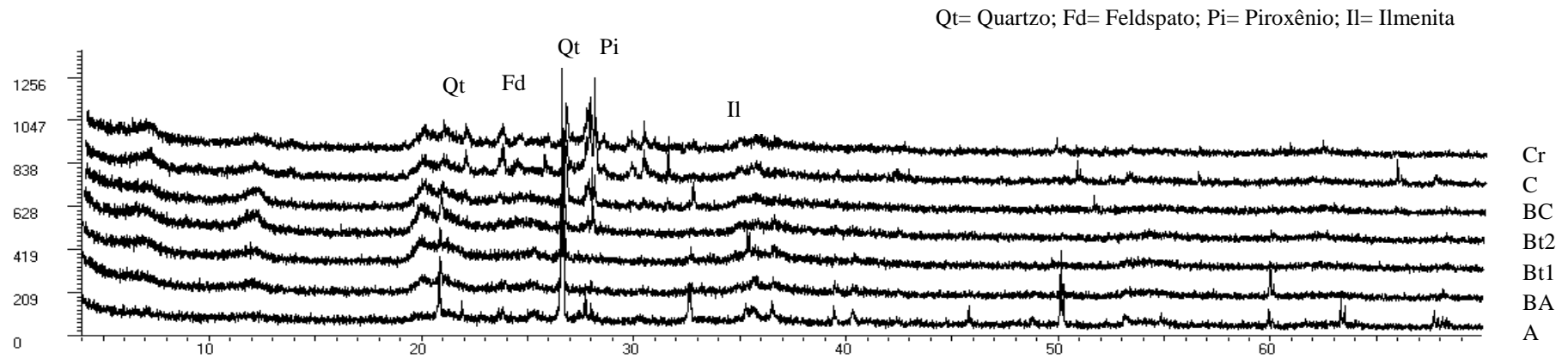


Figura 31. Difratoograma de raio X da fração areia do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da toplotossequência T3.

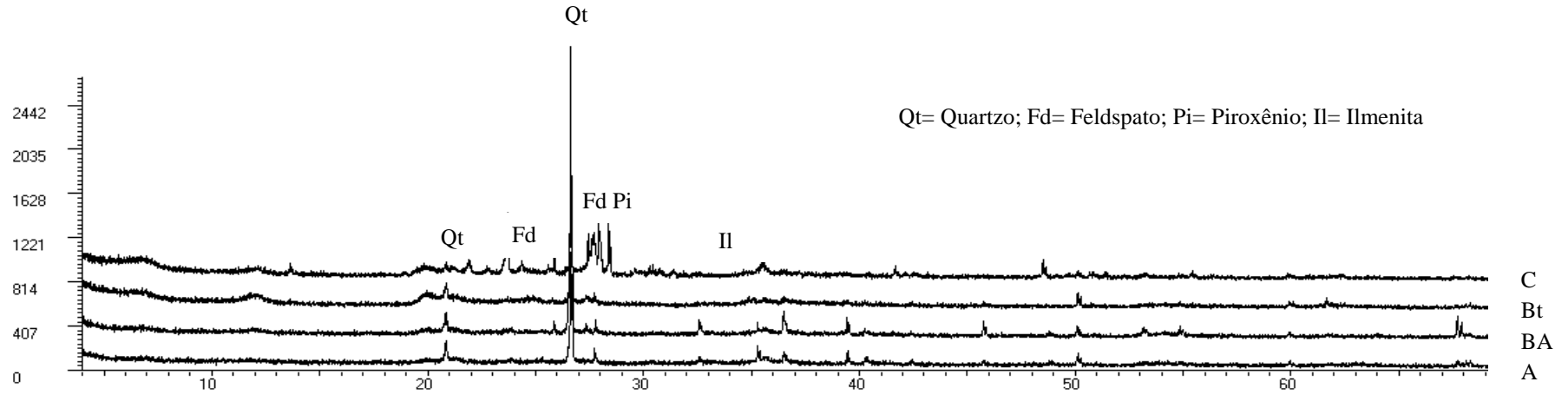


Figura 32. Difratograma de raio X da fração areia do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da topolitossequência T3.

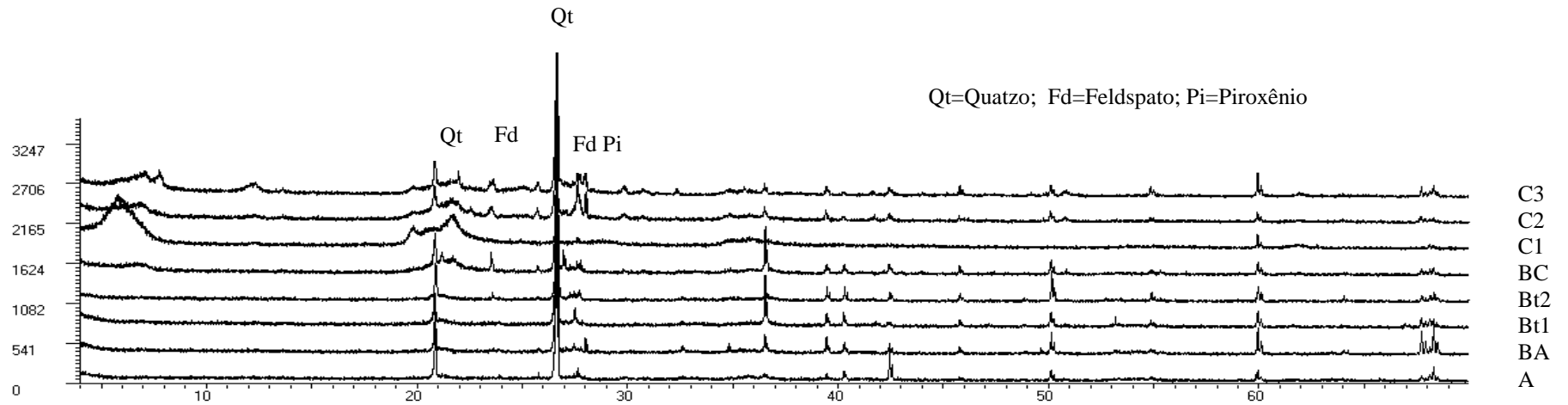


Figura 33. Difratograma de raio X da fração areia do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da topolitossequência T3.

4.8.2 Mineralogia da fração argila

A mineralogia da fração argila dos solos da topolitossequência T1 é apresentada nos difratogramas das Figura 34, 35, 36, 37 e 38. Nota-se em todos os perfis o predomínio da caulinita, assim como presença de goethita. Corroborando com os dados obtidos por Melo et al. (2006). Esse padrão indica que os solos dessa sequência possuem elevado grau de desenvolvimento pedogenético. Os resultados das análises químicas e os teores dos elementos totais dos solos da sequência T1 indicam a remoção elevada de sílica e bases, o que favorece a transformação dos minerais primários como olivina, piroxênios e feldspatos (típicos do basalto) na mineralogia caulinitica observada nos perfis.

De acordo com Allen & Hajek (1989), a fração argila é constituída, em geral, por minerais secundários resultantes dos processos de alterações físicas e químicas. Segundo Kämpf & Curi (2003), os solos tropicais possuem alta frequência de caulinita na fração argila, que é resultante, em parte, da sua formação a partir de muitos minerais diferentes, desde que haja a remoção de cátions e de sílica. Conforme Schneider (1970), os plagioclásios, principais constituintes das rochas eruptivas básicas, são os mais importantes precursores da caulinita.

Estudando a mineralogia de solos da Ilha Hainan na China, He et al. (2008) verificaram em Latossolos derivados de basalto o predomínio de caulinita, constatando que nas superfícies basálticas mais antigas encontravam-se os Latossolos que foram submetidos à intensa lixiviação de sílica e cátions favorecendo, assim, a formação da caulinita, e nas superfícies mais jovens além da caulinita havia a presença de minerais 2:1. Investigando solos do Planalto Norte da Tailândia, Tawornpruek et al. (2006), encontraram em Latossolos Vermelhos, de textura argilosa, o predomínio de caulinita e hematita em todos os perfis. Estudando Latossolo e Nitossolo no Rio Grande do Sul, Melo et al. (2004) observaram na mineralogia da fração argila, fina e grossa, o predomínio da caulinita.

Diferente dos demais solos da sequência T1, o GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) apresenta mineralogia com ocorrência de argilominerais de tipo 2:1 como a illita e montmorilonita, além da expressiva presença da caulinita (Figura 38 e 39). A preservação e/ou neoformação desses minerais no solo é favorecida pelo relevo, já que o perfil encontra-se localizado na parte baixa da vertente, propiciando condições de drenagem impedida, o que torna a alteração dos minerais lenta, com remoção de sílica e bases ineficiente e consequente preservação dos minerais 2:1. Essas condições do pedoambiente podem favorecer o acúmulo de sílica e contribuir para neoformação de minerais 2:1. A caulinita formada neste perfil pode ser produto tanto da alteração direta de outros minerais, como pela recombinação do Si (em solução) liberada das lâminas tetraédricas dos argilominerais 2:1 com os hidróxidos de Al precipitados. Segundo Hus (1989), a diversidade mineralógica na fração argila pode ser atribuída à ação da drenagem, que remove o Si das partes mais altas da paisagem levando-o para as partes baixas do relevo. Com o subsequente acúmulo do Si no solo ocorre a recombinação com o alumínio, permitindo a formação da caulinita no solo (Hus, 1989).

Para identificação dos minerais de argila 2:1 no GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) utilizou-se a aplicação dos tratamentos com aquecimento a 550° C, dimetilsulfóxido, etilenoglicol e amostra seca ao ar, no horizonte Cg3 (Figura 39). No tratamento de amostra seca ao ar o pico correspondente ao mineral 2:1 se encontra em 1,5 nm, porém com aplicação do dimetilsulfóxido e etilenoglicol o pico desloca-se para 1,7 nm e com o aquecimento o pico regride para 1,0 nm. Desta forma identifica-se o argilomineral montmorilonita, porém os reflexos deste mineral são baixos e largos, sugerindo baixo grau de cristalinidade e/ou pequena quantidade presente no solo. Observa-se também neste horizonte que a caulinita foi identificada pelo desaparecimento de seus reflexos com o tratamento de aquecimento, descartando a possibilidade de se tratar do mineral clorita, o qual possui seu segundo pico (0,7 nm) coincidente com o da caulinita, porém não é eliminado pelo aquecimento da amostra.

Para os perfis na sequência T2, os minerais identificados pelos reflexos característicos nos difratogramas da fração argila (Figura 40, 41, 42, 43 e 44) indicam ser a caulinita o mineral predominante, seguida pela ilita em menor proporção. A presença da ilita na fração argila do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1 e T2P3), ARGISSOLO VERMELHO-AMERLO (T2P2) e ARGISSOLO AMARELO (T2P4), assim como, a presença de montmorilonita no GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) é atribuída à natureza do material de origem (mucovita-biotita-gnaïsse). Na fração areia constatou-se a presença de reflexos de baixa intensidade de mica nos perfis T2P1 e T2P4, logo se conclui que a mica presente da fração areia transformou-se em argilominerais do grupo da ilita.

Investigado a formação de argilominerais em solos dos Alpes Suíços, Egli et al. (2001), constataram que a esmectita foi o produto final da alteração da muscovita com as seguintes fases da formação das micas: a) fase ilita, como produto da alteração da muscovita; b) fase de ilita-esmectita, com o processo evolutivo do solo a ilita começa a se alterar; c) fase esmectita, que consiste no mineral formado; d) fase esmectita-vermiculita, com a continuidade da maturidade pedogenética; e) fase vermiculita. Nos solos na sequência T2 não se verificam fases interstratificados de ilita-esmectita e sim as fases, predominantemente, ilita e montmorilonita, ainda que, em menor expressão que a caulinita. Melo et al. (2006) observaram em Argissolo Amarelo o predomínio da mineralogia caulinitica e presença de mica em Gleissolo.

A topolitossequência T2 apresenta o CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1 e T2P3) com menor grau de desenvolvimento pedogenético. Porém os reflexos alongados e estreitos apontam para teores de caulinita relativamente elevados e com boa cristalinidade, o que contradiz o menor grau de pedogênese desses solos (Figura 40 e 42).

Resultados semelhantes foram encontrados por Moreira (2000), que estudando os atributos mineralógicos dos solos da Chapada do Apodi em Fortaleza no Estado do Ceará, constatou em Cambissolo o predomínio de caulinita em relação à mica. Fernandes (1998), analisando os solos de topossequências em Paty do Alferes, no Rio de Janeiro, encontrou na mineralogia da fração argila de Cambissolos o predomínio da caulinita e ocorrência comum de micas, sendo esse padrão atribuído ao material de origem gnáïssico.

Para identificar os argilominerais 2:1 foi selecionado o horizonte AC do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5). Analisando o difratograma (Figura 45) observa-se no tratamento da amostra seca ao ar, que o reflexo correspondente ao mineral 2:1 localiza-se em 1,5 nm e com aplicação do dimetilsulfóxido e etilenoglicol o pico desloca-se para 1,7 nm. Com o tratamento de aquecimento o reflexo reduz para 1,0 nm, permitindo identificar a montmorilonita.

Nos perfis da topolitossequência T3 predominou a caulinita seguida de minerais 2:1 interstratificados (ilita-montmorilonita). Os reflexos característicos dos minerais apresentam-se largos, sugerindo baixo grau de cristalização ou desordem estrutural (Figura 46, 48, 50 e 52). Segundo Hughes & Brown (1979), os solos de clima tropical úmido apresentam, frequentemente, caulinita de baixa cristalinidade ou com alto grau de desordem estrutural.

Investigando as propriedades cristalográficas da caulinita em solos do Recôncavo Baiano no Estado da Bahia, Corrêa et al. (2008), constataram em Argissolo, caulinita com elevado grau de desordem estrutural. Segundo os autores citados, devido ao ambiente rico em ferro, este elemento passaria a fazer parte, em maior quantidade, da estrutura cristalina do mineral, contribuindo para aumentar a desordem estrutural. A redução da cristalinidade da caulinita pode ser decorrente da presença de ferro na estrutura do mineral (Mestdagh et al., 1980), assim como, por defeitos no empilhamento das camadas do mineral e interstratificação com outros minerais (Plaçon & Zacarie, 1990). Segundo Kämpf e Scwertmann (1983) a matéria orgânica favorece a formação de minerais de baixa cristalinidade em detrimento das formas mais cristalinas.

A caulinita presente nos solos da topolitossequência T3 parece está associada à alteração da montmorilonita. Embora, em função da boa drenagem dos perfis, não se constatou remoção intensa de sílica, quando comparada aos solos da sequência T1, nos quais a lixiviação mais intensa de sílica e bases favoreceu a formação da caulinita.

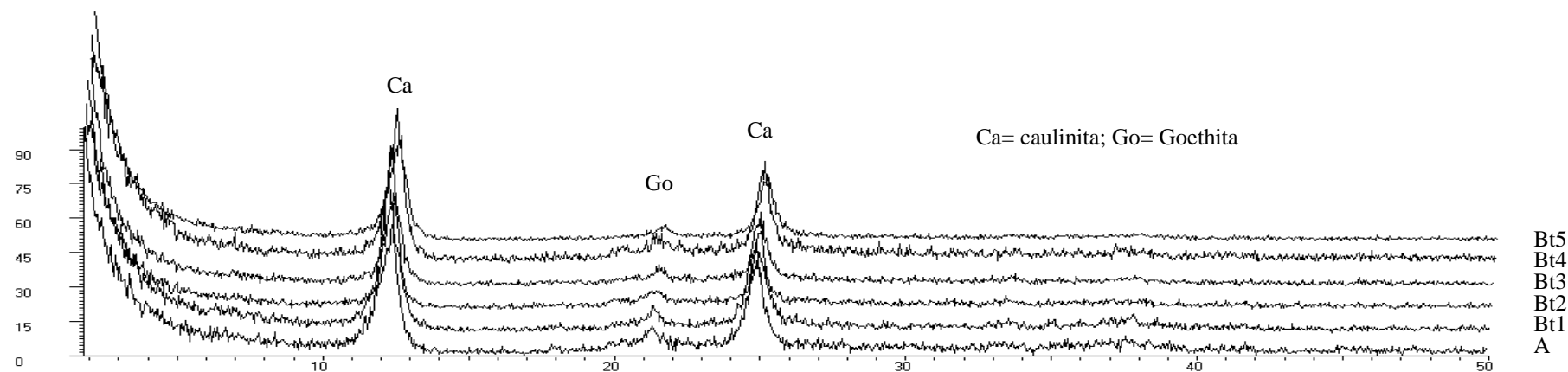


Figura 34. Difratoograma de raio X da fração argila do NITOSSO HÁPLICO (T1P1) da toplotossequência T1.

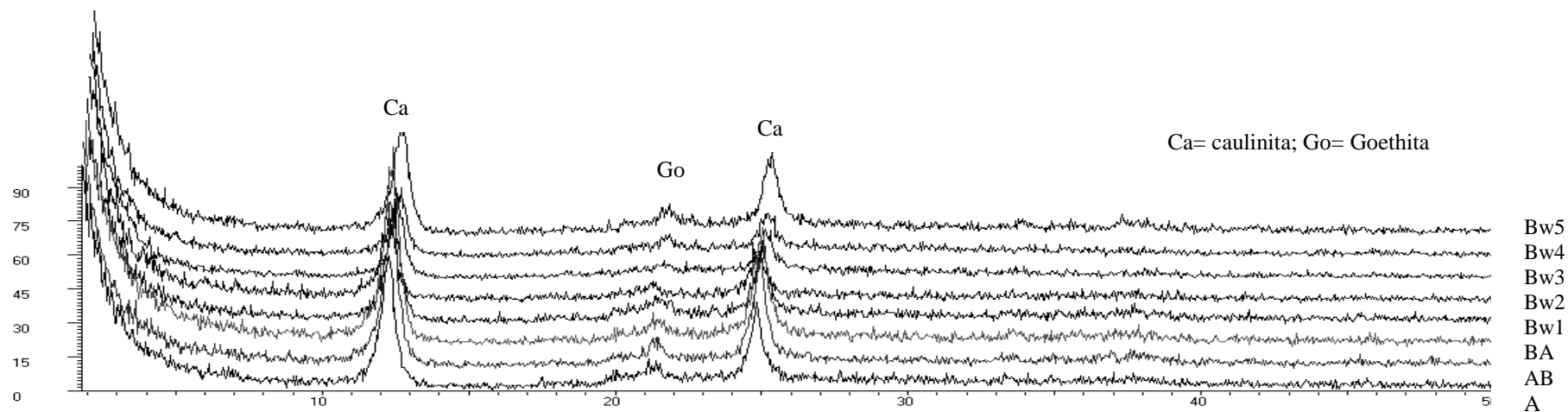


Figura 35. Difratoograma de raio X da fração argila do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2) da toplotossequência T1.

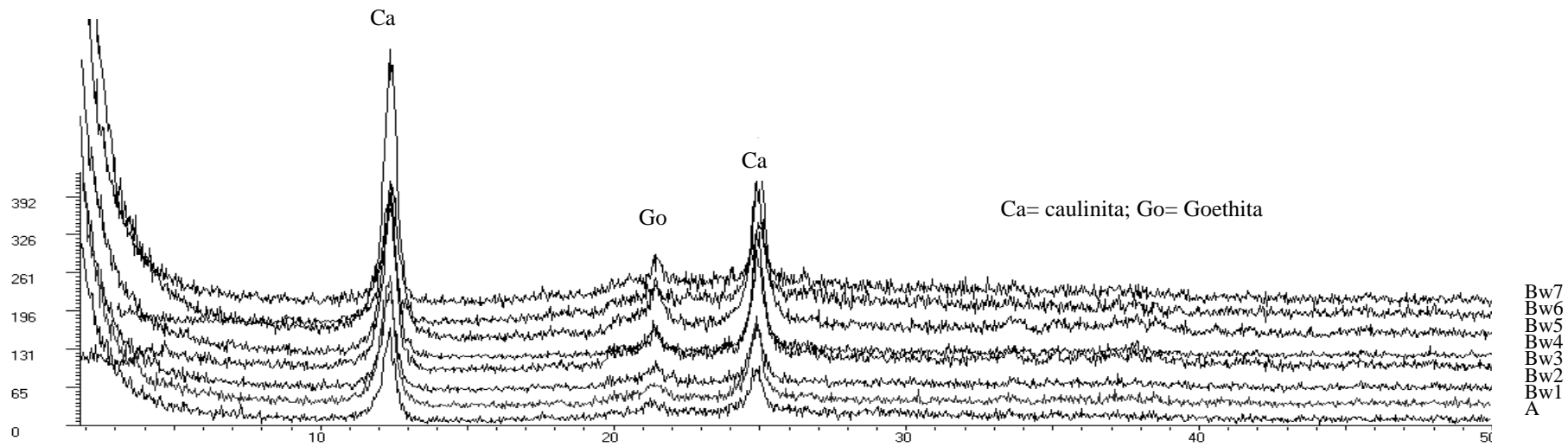


Figura 36. Difratoograma de raio X da fração argila do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3) da toplotossequência T1.

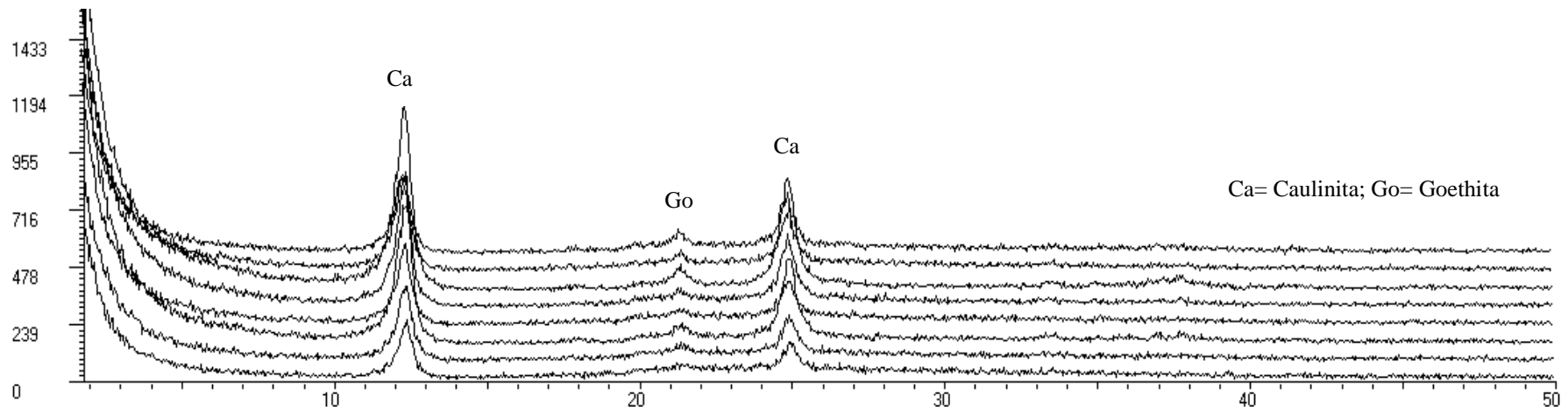


Figura 37. Difratoograma de raio X da fração argila do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) da toplotossequência T1.

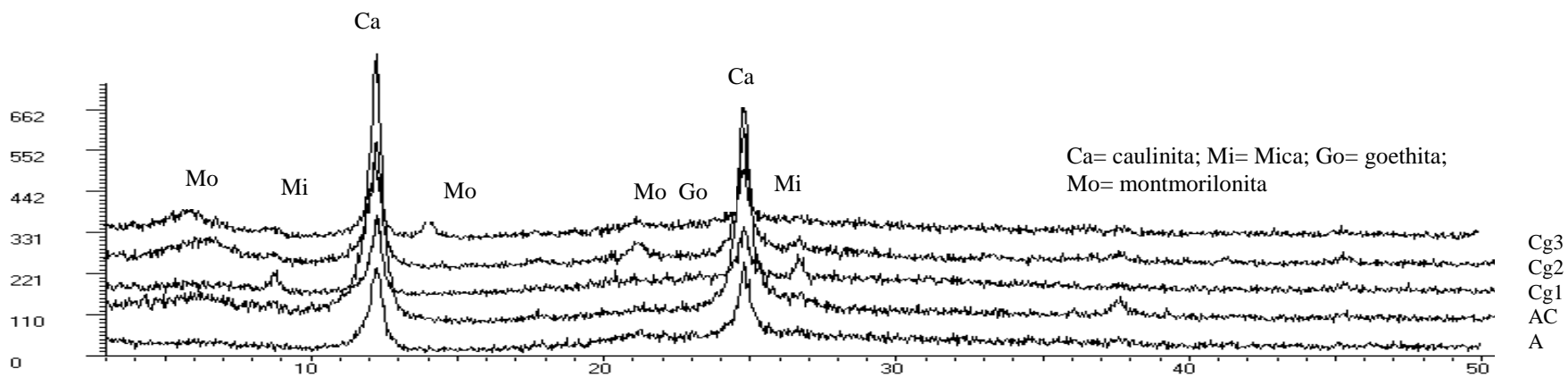


Figura 38. Difratoograma de raio X da fração argila do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da toplotossequência T1.

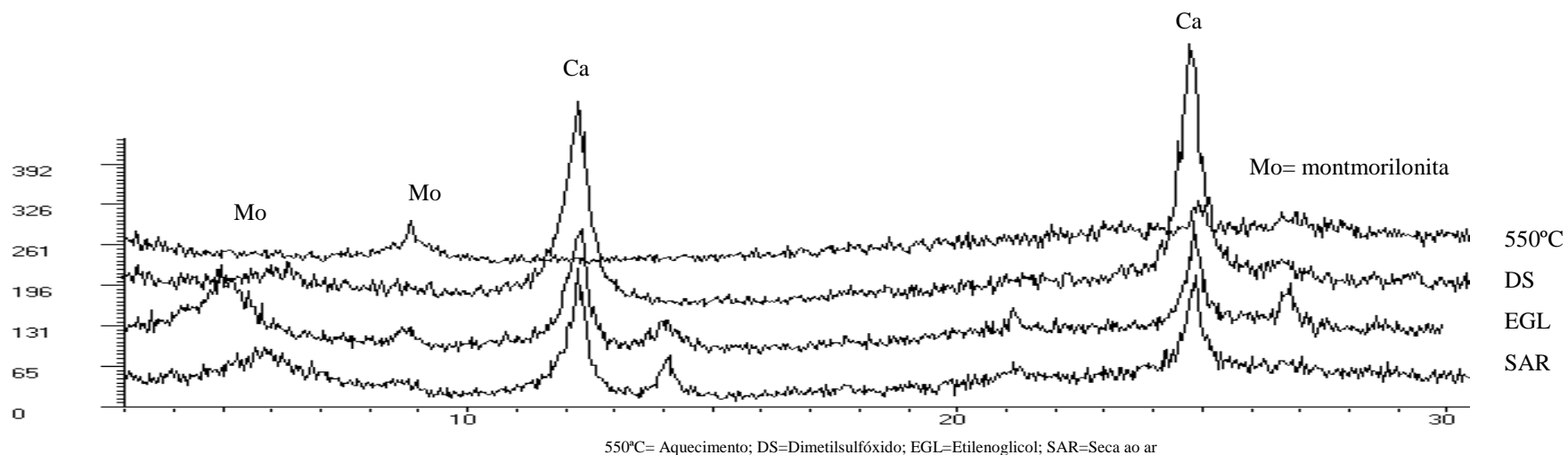


Figura 39. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Cg3 do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da toplotossequência T1 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.

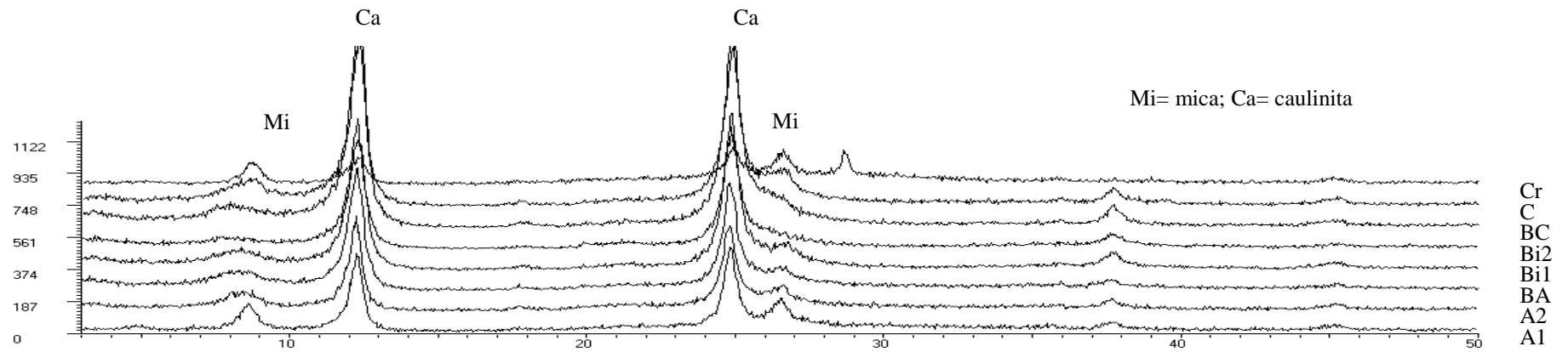


Figura 40. Difratoograma de raio X da fração argila do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1) da topolitossequência T2.

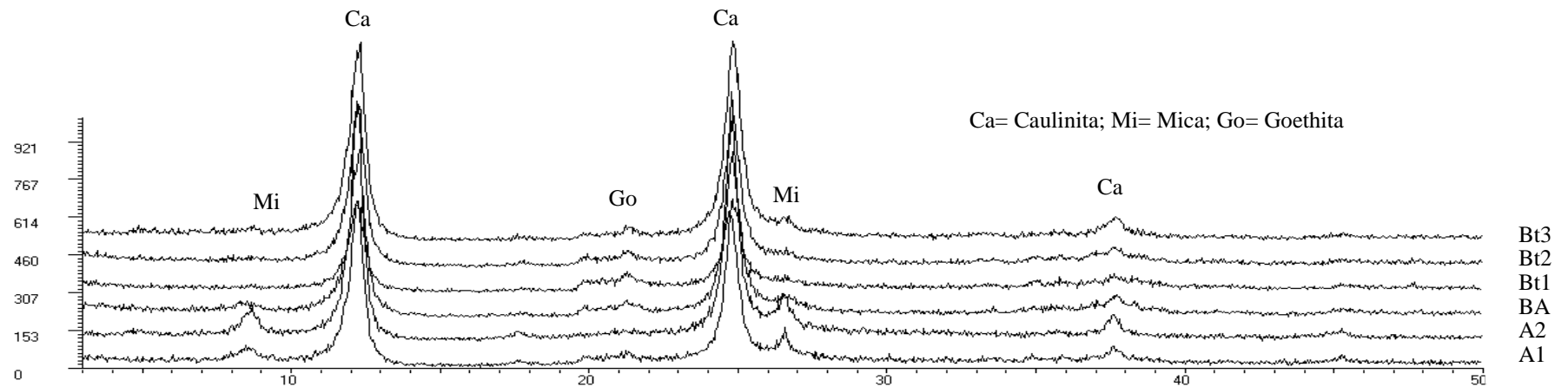


Figura 41. Difratoograma de raio X da fração argila do ARGISSOLO VERMELHO (T2P2) da topolitossequência T2.

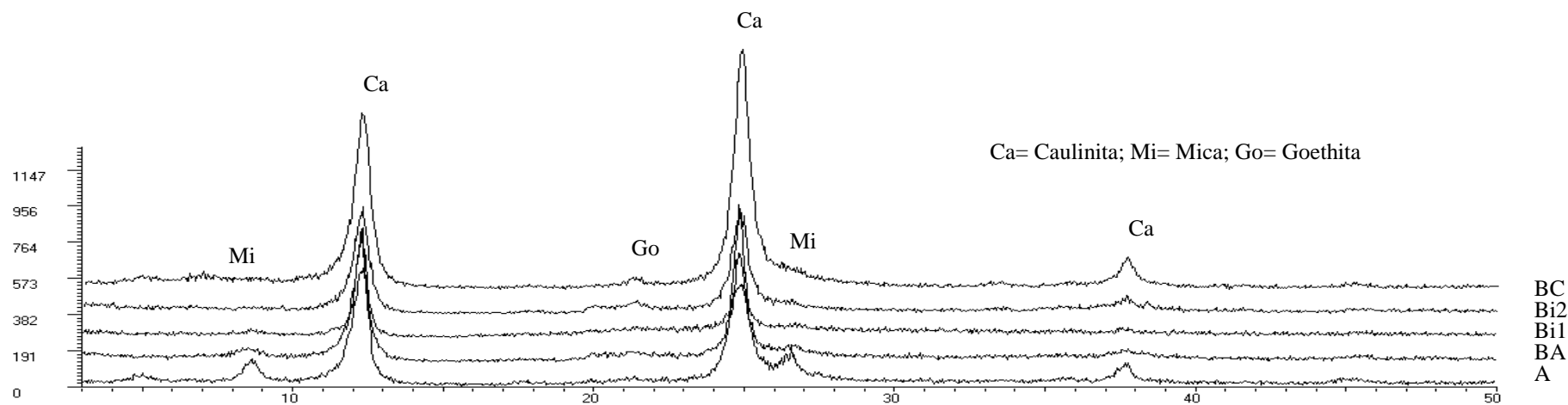


Figura 42. Difratoograma de raio X da fração argila do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3) da topolitossequência T2.

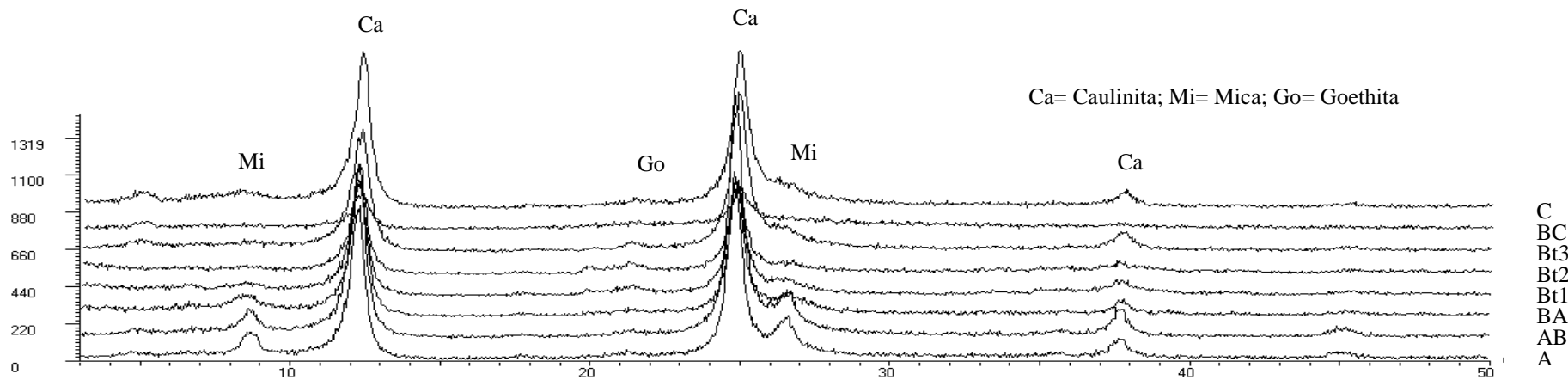


Figura 43. Difratoograma de raio X da fração argila do ARGISSOLO AMARELO (T2P4) da topolitossequência T2.

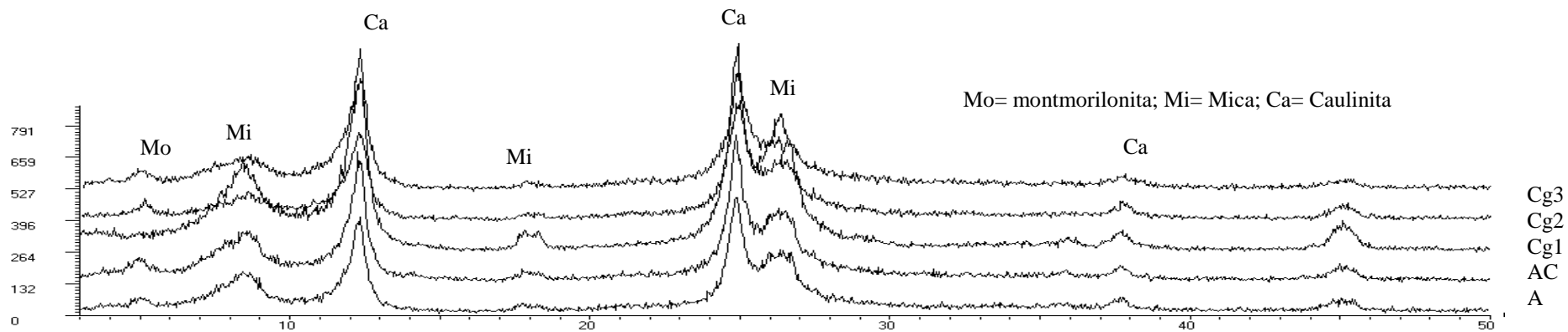


Figura 44. Difratoograma de raio X da fração argila do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da topolitossequência T2.

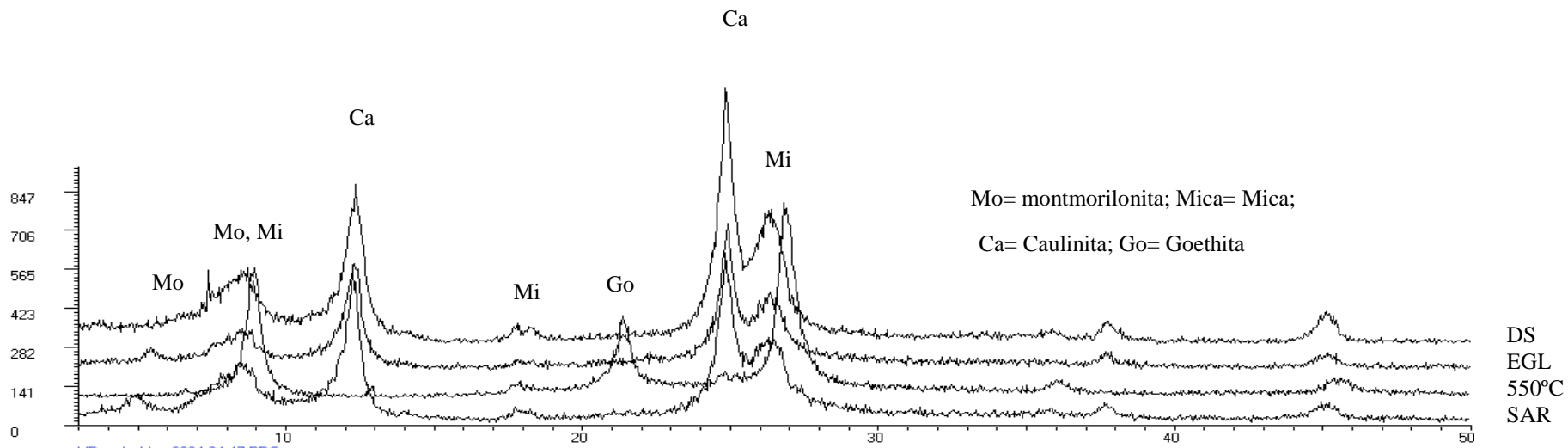


Figura 45. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte AC do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da topolitossequência T2 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.

Volkoff & Melfi (1980) afirmam que as alterações ocorridas no solo aumentam gradualmente a lixiviação e dessilicização, promovendo a transformação das esmectitas em caulinita com um mineral intermediário caulinita-esmectita interestratificada ou diretamente a caulinita.

Na Figura 52 observa-se para o CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - T3P4 reflexo da montmorilonita com melhor definição e com maior intensidade, indicando maior cristalinidade deste mineral no terço inferior da sequência. Acredita-se que o menor conteúdo de matéria orgânica observado neste perfil, favorece a maior cristalinidade da montmorilonita ou maior evolução pedogenética por estar localizado na base da encosta, onde há maior circulação de água.

A formação da esmectita está ligada a alteração das micas e vermiculita (Schulze, 1989) herdada do material de origem ou origem neogênicas (Kämpf & Curi, 2003). Na sequência T3, a ocorrência da montmorilonita parece estar relacionada à transformação dos minerais em ambiente com pouca lixiviação, favorecendo pedoambiente rico em soluções de Si, Al, Mg e Fe, com conseqüente preservação desse mineral.

Segundo Reid-Soukup & Ulrey (2002), as esmectitas também podem ser formadas por neogênese a partir da liberação de Al, Si e bases na solução do solo, decorrente do intemperismo de minerais silicatados (olivina magnésiana, hornblenda e feldspato) associado à moderada lixiviação de sílica.

Para Goedert & Beatty (1971), a montmorilonita é um argilomineral característico de Vertissolos, ainda que possa ser encontradas em outros solos, conferindo ou não propriedades vérticas, como em Planossolos, Plintossolos, Cambissolos, Gleissolo e Chernossolos.

Estudando a mineralogia de solos derivados de rochas básicas no município de São Carlos em São Paulo, Tremocoldi (2003), verificou em Neossolo Litólico e Chernossolo Argilúvico, a caulinita como componente principal da fração argila. O autor também constatou a presença de montmorilonita, sinalizando estágio de intemperismo intermediário desses solos, e que os mesmos ainda podem evoluir para estágio mais avançados de alteração e pedogênese. Segundo Lima et al. (2006), a ocorrência de esmectita nos solos pode ser atribuída aos elevados teores de bases (cálcio e magnésio) e sílica suficientes para a síntese e estabilização desse mineral.

O alto conteúdo de bases, assim como, a elevada CTC da fração argila ($56 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, $43,8 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, $33,8 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ e $30 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) são justificados pela natureza montmorilonítica dos perfis T3P2, T3P3 e T3P4. A natureza expansiva desse mineral contribui para o aparecimento de fendas no período seco, promovendo ruptura das raízes e no período de chuvas se tornam plásticos e pegajosos dificultando o seu manejo. Outro atributo decorrente da presença deste mineral nos solos desta sequência é a sua fácil dispersão em água, conferindo aos solos alta suscetibilidade à erosão hídrica. Tal fato pode ser comprovado pelos elevados valores de argila dispersa em água (130 a 458 g kg^{-1}) e pelas observações de campo, que constatou grande remoção dos horizontes superficiais.

Os tratamentos de dimetilsulfóxido, etilenoglicol e aquecimento a 550° C para identificação dos minerais de argila 2:1 foram aplicados em horizontes selecionados de todos os perfis (Figura 47, 49, 51 e 53) da sequência T3. Os reflexos da montmorilonita apresentam-se largos, com ocorrência entre $1,2 \text{ nm}$ a $1,8 \text{ nm}$. Contudo, observa-se que no tratamento de etilenoglicol, assim como, no tratamento da amostra seca ao ar os picos do mineral continuam largos, indicando tratar-se de montmorilonita hidratada. As esmectitas apresentam reflexos que variam de acordo a natureza dos cátions presentes nas entrecamadas, que podem encontra-se entre $1,4$ a $1,5 \text{ nm}$. Porém, se não forem tomados cuidados especiais quanto ao controle de umidade ambiente, a hidratação nas entrecamadas da montmorilonita pode ser variável e, em conseqüência, as reflexões basais podem não concordar com as ordens integrais de difração que caracterizam o mineral (Kämpf & Curi, 2003).

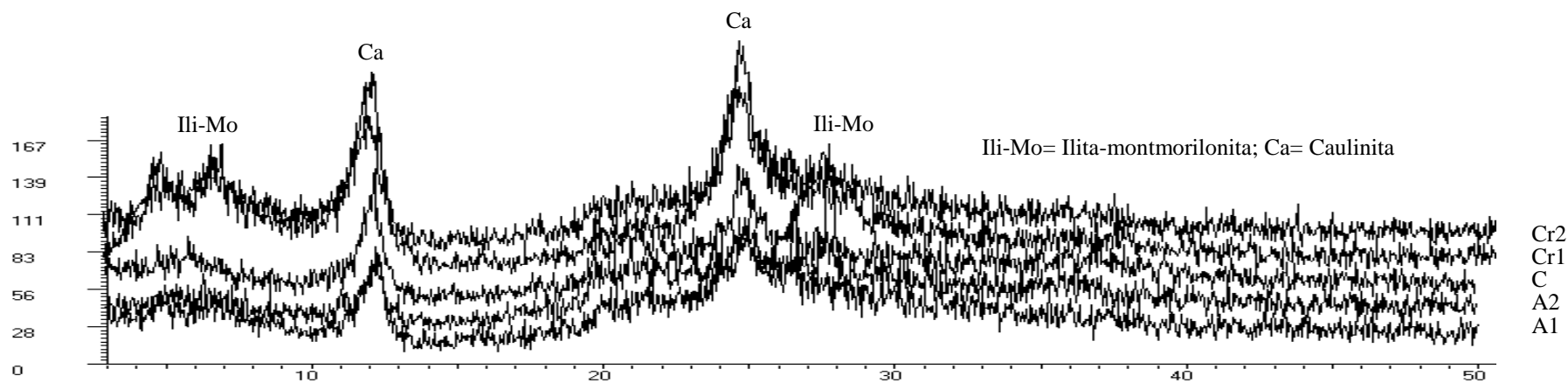


Figura 46. Difratoograma de raio X da fração argila do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da toplotossequência T3.

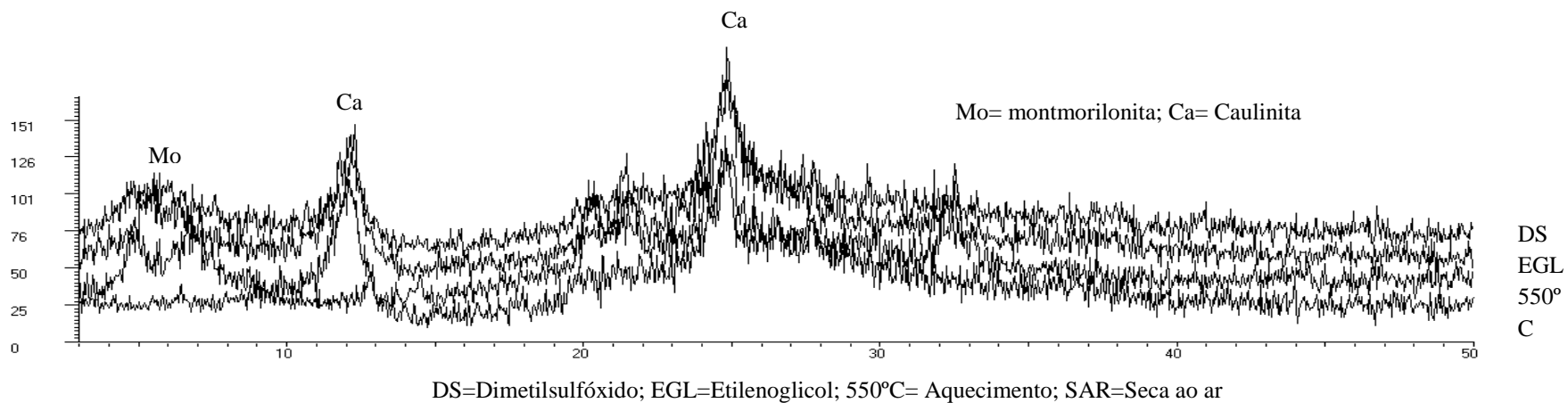


Figura 47. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Cr2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da toplotossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1

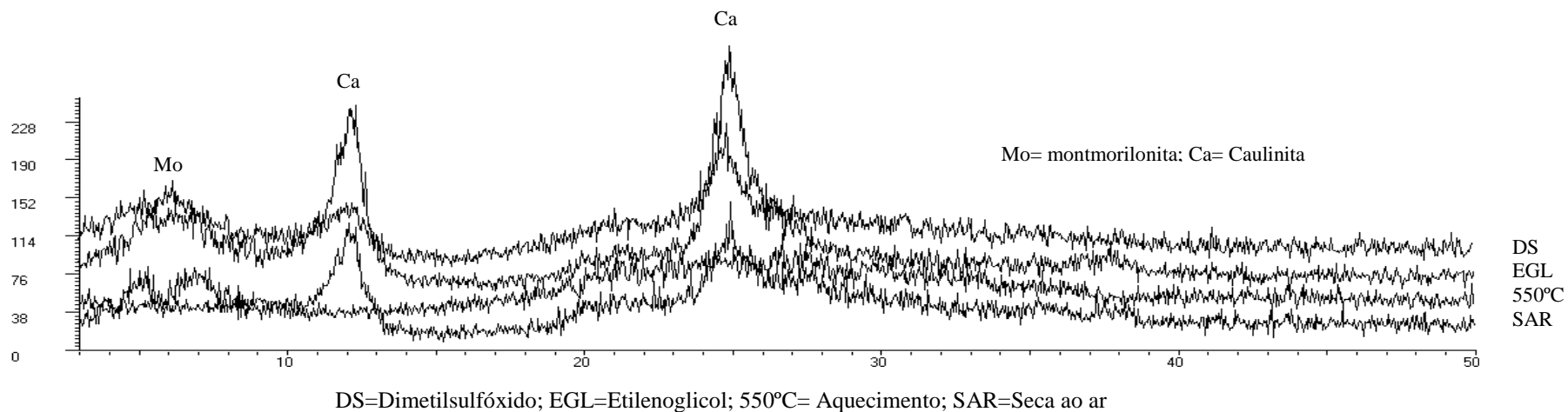


Figura 48. Difratoograma de raio X da fração argila do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da toplotossequência T3.

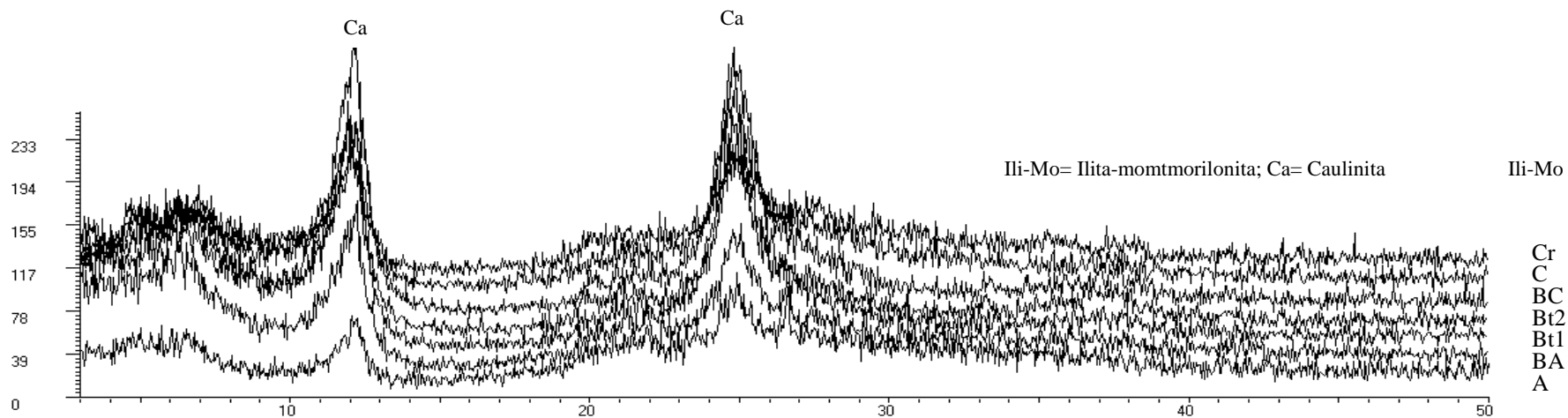


Figura 49. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Cr do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da toplotossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.

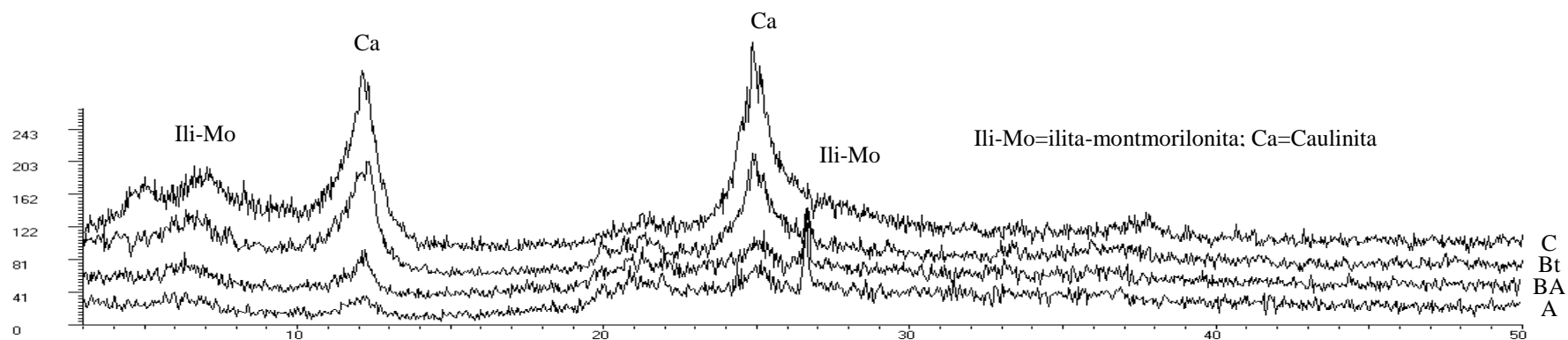
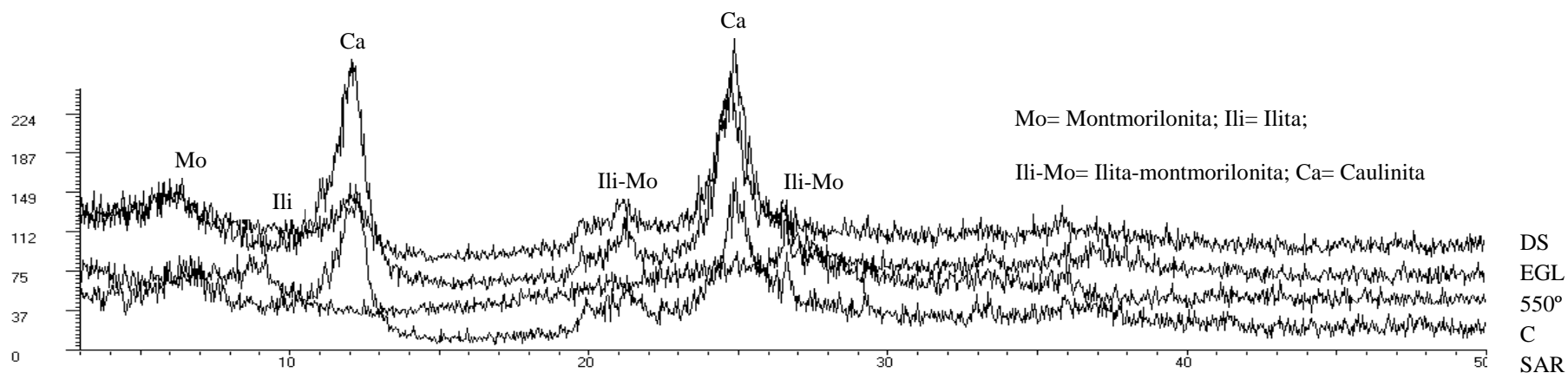


Figura 50. Difratoograma de raio X da fração argila do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da toplotossequência T3.



DS=Dimetilsulfóxido; EGL=Etilenoglicol; 550°C=Aquecimento; SAR=Seca ao ar

Figura 51. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte Bt do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da toplotossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.

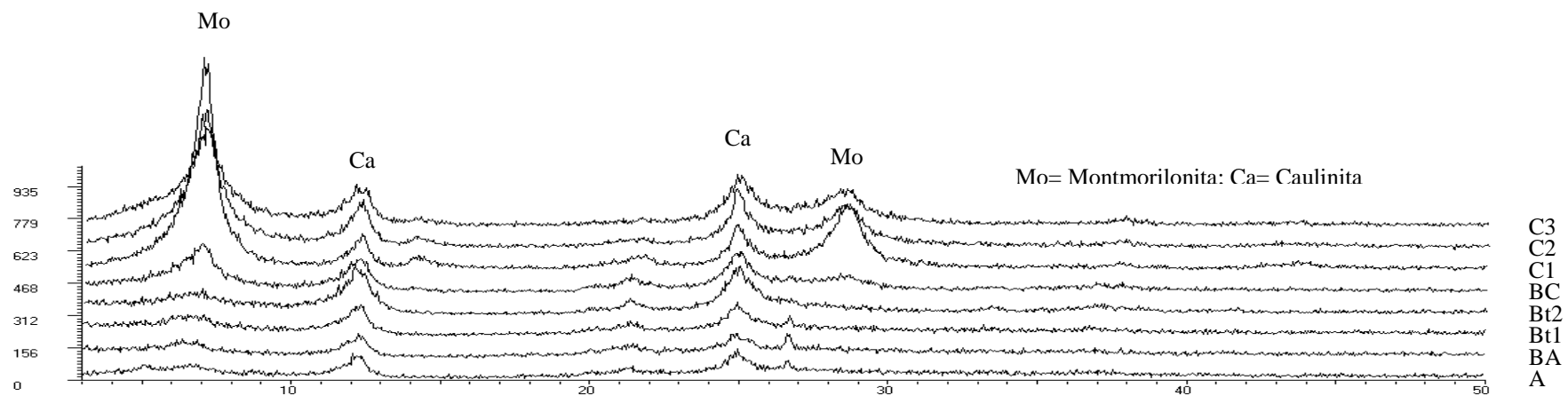


Figura 52. Difratoograma de raio X da fração argila do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da toplitossequência T3.

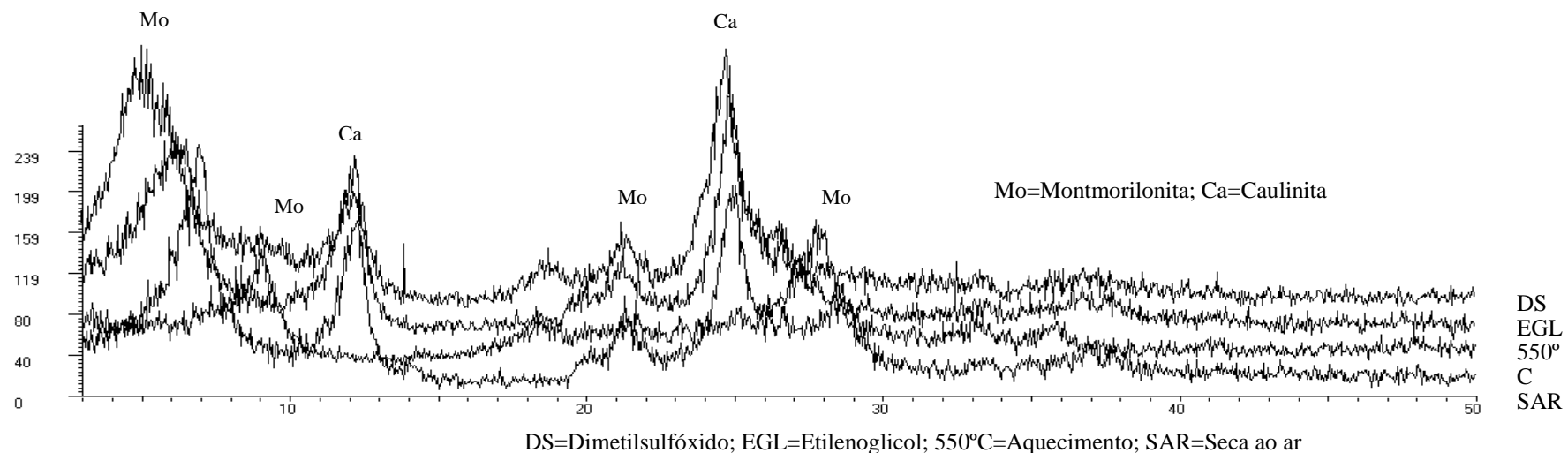


Figura 53. Difratoograma de raio X da fração argila do horizonte BC do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da toplitossequência T3 com os tratamentos utilizados na distinção das argilas 2:1.

4.8.3 Mineralogia da fração óxidos

A mineralogia da fração óxidos dos solos da topolitossequência T1 mostra presença de goethita e hematita, com menor ocorrência de ilmenita, maghemita, magnetita e lepidocrocita (Figura 54, 55, 56, 57 e 58). Os difratogramas dos solos desta sequência apontam predomínio da goethita, embora os solos apresentem cores avermelhadas, indicando que a presença de hematita, mesmo em pequena quantidade, foi suficiente para promover a pigmentação da matriz do solo com cores avermelhadas. Investigando óxidos de ferro em Argissolos e Latossolos no Sul da Bahia, Corrêa et al. (2008) constataram que o teor de goethita foi superior em todos os solos, mesmo naqueles com matizes avermelhadas, confirmando o alto poder de pigmentação da hematita. De acordo com Kämpf et al. (1988), a goethita confere cor amarela ao solo (2,5Y - 10YR) na ausência de hematita e esta, mesmo em pequenas quantidades, é responsável pela cor avermelhada (2,5YR e 5R) do solo.

Na sequência T1 constata-se os reflexos mais definidos para os óxidos que nas demais sequências, sugerindo maior cristalinidade desses minerais, o que é compatível com o grau de evolução desses solos. Ghidin et al. (2006a) observaram em Latossolo quantidade reduzida de óxidos de baixa cristalinidade, devido ao elevado grau de intemperismo do solo. Investigando Latossolos de várias regiões do Brasil, Silva Neto et al. (2008) verificaram nos solos derivados de rocha basáltica elevado grau de intemperismo, refletidos em valores de Feo/Fed menor que 0,07, indicando predomínio de óxidos de ferro cristalinos (hematita e goethita), confirmando a identificação desses minerais nas análises de raio X.

Observa-se a presença de ilmenita em todos os perfis da T1 e maghemita no T1P5 (Figura 58). A ocorrência de maghemita no perfil pode ser decorrente de vias distintas de formação: 1ª via – associada à oxidação da magnetita litogênica (Fontes & Weed, 1991), a qual foi observada nas lâminas da rocha de origem; 2ª via – óxidos como goethita, ferrihidrita e lepidocrocita podem transformar-se em maghemita através de aquecimento, na presença de compostos orgânicos (Schwertmann & Frechter, 1984). Analisando a mineralogia dos óxidos de ferro em Nitossolo do Triângulo Mineiro, Ferreira et al. (2003) encontraram nesta fração maghemita e ilmenita, atribuída ao tipo de material de origem. Segundo os autores, a maghemita e magnetita podem ser herdadas diretamente do material de origem ou serem formadas ou alteradas durante a pedogênese, já a ilmenita tem origem litogênica.

No GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) onde o ambiente permanece saturado por água por um determinado período, quase todo o Fe^{3+} precipitado na forma de óxido é reduzido a Fe^{2+} , aumento a solubilidade, permanecendo na forma de óxidos apenas nas zonas aeradas, formando padrão de mosqueado. A lepidocrocita, goethita e maghemita são os óxidos observados no perfil T1P5. De acordo com Kämpf & Curi (2000), em solos redoximórficos a lepidocrocita e a goethita são os óxidos de ferro predominantes.

Os difratogramas das Figura 59, 60, 61, 62 e 63 mostram a mineralogia da fração de óxidos dos solos da topolitossequência T2, com domínio de goethita em relação à hematita. O menor teor de Fe no material de origem (muscovita-biotita-gnaiss) desta sequência propicia o predomínio da formação da goethita sobre a hematita, visto que, para formação desta é necessário maior conteúdo de Fe. Os teores de Fe no material de origem, segundo Marques Júnior (1988), interferem de forma decisiva no processo de formação dos óxidos hematita e goethita. De acordo com Kämpf & Curi (2000), a goethita é encontrada nos solos junto com a hematita, apesar da estabilidade termodinâmica indicar que a goethita deveria ser a única fase presente. A dinâmica da água no perfil também contribui para a formação dos óxidos, pois além da lixiviação do Si o maior conteúdo de água promove acúmulo dos ácidos húmicos nas partes baixas do relevo, facilitando a formação da goethita (Kämpf & Schwertmann, 1983).

A forma dos reflexos mais largos e com menor intensidade nos solos da sequência T2 indica baixa cristalinidade dos óxidos. Tal resultado confirma os valores da relação Feo/Fed

próximo a 1,0 e valores Fed/Fet variando de 0,01 a 0,11, indicando menor expressão de óxidos pedogênicos de alta cristalinidade, nesta sequência. Estudando a mineralogia da fração argila de Latossolo e Cambissolo, Silva Neto et al. (2008), observaram menores teores de óxidos de Fe e Al nos Cambissolos, assim como, menor cristalinidade dos óxidos presentes.

Além dos reflexos característicos da hematita, goethita, ilmenita, também se observa a presença de lepidocrocita. Segundo Kämpf & Curi, (2000), frequentemente, a goethita está associada a formas pouco estáveis, tais como a ferrihidrita e lepidocrocita. Observa-se ainda, na sequência T2, reflexos da caulinita e mica-ilita sugerindo dissolução incompleta das argilas silicatadas pela solução de NaOH. Esse padrão também foi verificado em Vertissolos da Paraíba, por Corrêa et al. (2003), que constataram a ocorrência de picos de ilita na fração óxidos, atribuindo tal fato a resistência do mineral a dissolução pelo NaOH.

Nos difratogramas dos perfis da topolitossequência T3 (Figura 64, 65, 66 e 67) observa-se mineralogia variada, com representante dos minerais herdados do material de origem (ilmenita e magnetita) e minerais formados no solo a partir da alteração de outros minerais como caulinita, montmorilonita, lepidocrocita, ferrihidrita, goethita e hematita.

Nesta sequência verifica-se maior presença de óxidos de baixa cristalinidade, assim como, óxidos litogênicos. Segundo Kämpf & Curi (2000) as formas de óxidos de baixa cristalinidade sob condições ideais de temperatura, umidade, pH, teor de matéria orgânica, teores de sílica e Fe, podem evoluir para formas cristalinas, como no caso da ferrihidrita que é precursora da hematita e da lepidocrocita para goethita. Em estudo para caracterizar óxidos de Fe e Ti em solos formados de várias rochas basálticas, Soubrand-Colin et al. (2008) encontraram óxidos de ferro e de titânio litogênicos em solos com baixo grau de pedogênese (Aluandic Andosols e Andic Cambissolos), atribuindo sua origem ao saprólito da rocha basáltica.

Foram observados reflexos pouco definidos de maghemita nos solos da T3 (Figura 66 e 67). Melo et al. (2001), estudando a fração óxido de solos de várias regiões do Brasil, observaram em Latossolo formado a partir de basalto, que a ocorrência da maghemita estava associada à oxidação da magnetita. Segundo Kämpf et al. (1988), a presença de maghemita em solos está sempre associada a material de origem rico em magnetita. Além dos óxidos, também foi observada a presença de caulinita e traços de quartzo, explicada anteriormente. Investigando óxidos em solos do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais, Figueiredo et al. (2006), observaram nos difratogramas de raios X das amostras tratadas com NaOH reflexos diagnósticos de quartzo e caulinita, contudo a goethita foi o mineral predominante e a presença da hematita não foi confirmada, pois os reflexos eram incipientes.

Os solos da sequência T3 apresentam predomínio da goethita com reflexos largos e pequenos, indicadores de óxidos de baixa cristalinidade como a lepidocrocita e ferrihidrita. Os reflexos diagnósticos de intensidade mais expressiva são observados em 0,418 nm ($20,10^\circ 2\theta$) e 0,245 nm ($30,70^\circ 2\theta$), confirmam a presença relativamente abundante de goethita. A hematita foi identificada pelos reflexos diagnósticos de intensidade mais baixa, demonstrados na região dos difratogramas entre 0,267 nm ($30,30^\circ 2\theta$), 0,251nm ($30,60^\circ 2\theta$) e 0,169 nm ($50,40^\circ 2\theta$).

Apenas o CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - T3P4 apresenta difratograma com reflexos mais definidos e maiores (Figura 67) dos óxidos, indicando maior cristalinidade. Nesse solo, são observados os menores valores da relação Fed/Fed, comparado aos demais solos das sequências. A cristalinidade dos óxidos pode ser explicada pelo menor teor de matéria orgânica no perfil T3P4, uma vez que, a fração húmica tem efeito inibidor na cristalização dos óxidos de Fe. Outro aspecto a ser levado em conta é a posição (terço inferior) na vertente favorável ao fluxo lateral de água, podendo contribuir para adição de ferro das partes mais elevadas da paisagem.

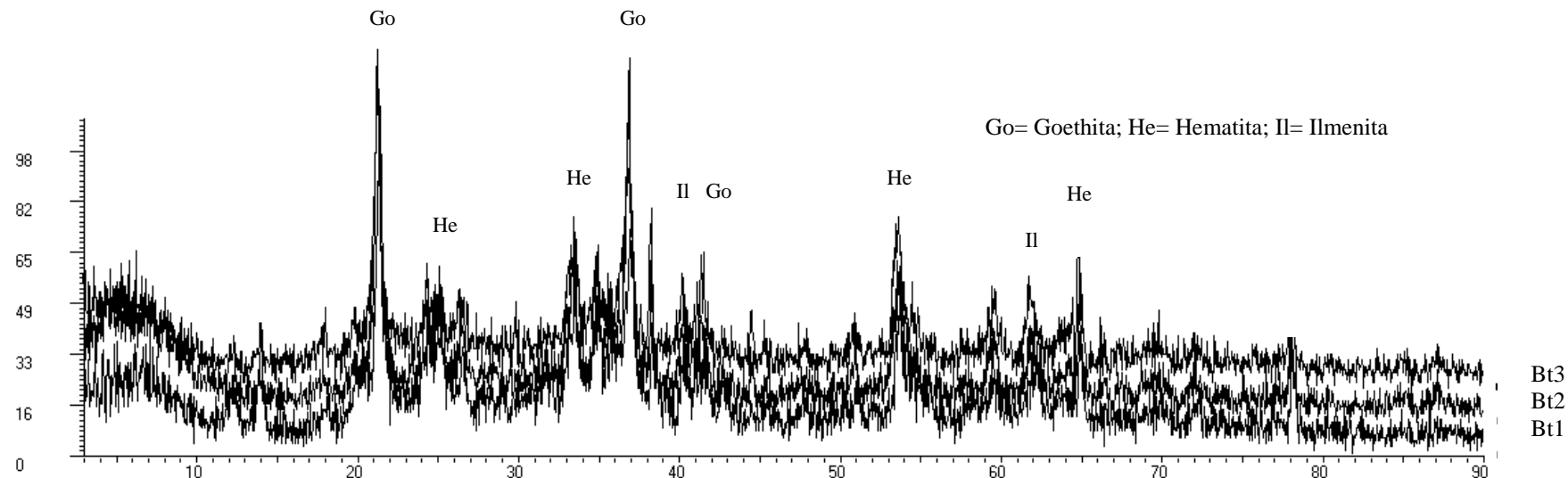


Figura 54. Difratoograma de raio X da fração óxido do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1) topolitossequência T1.

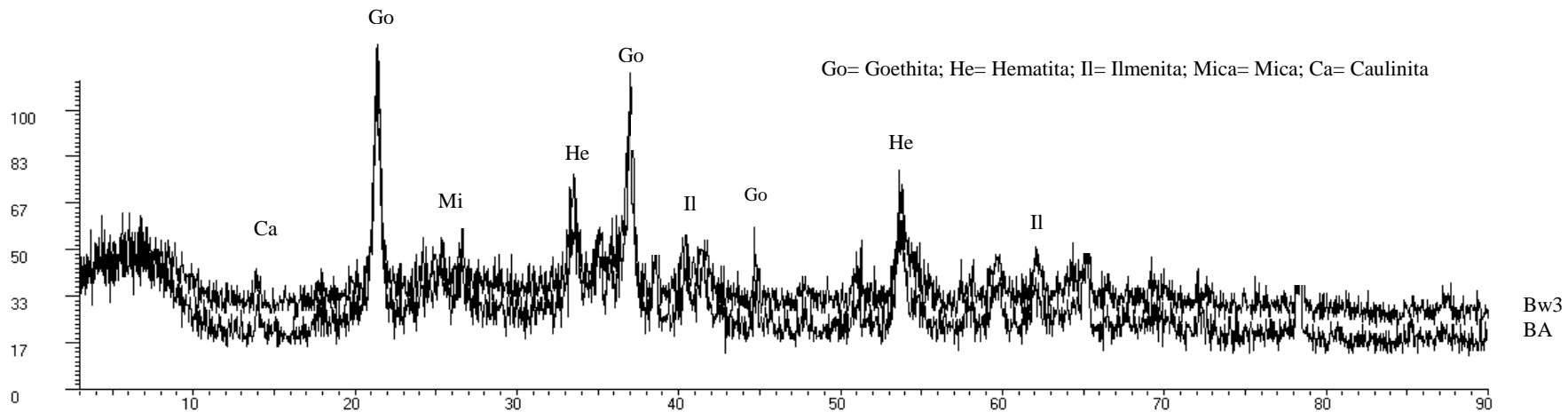


Figura 55. Difratoograma de raio X da fração óxido do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2) da topolitossequência T1.

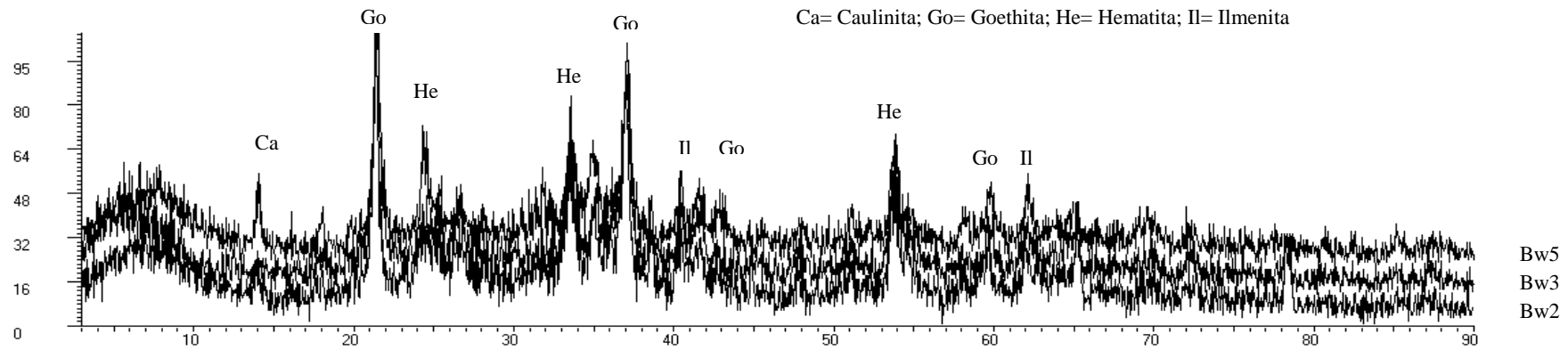


Figura 56. Difratoograma de raio X da fração óxido do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3) da topolitossequência T1.

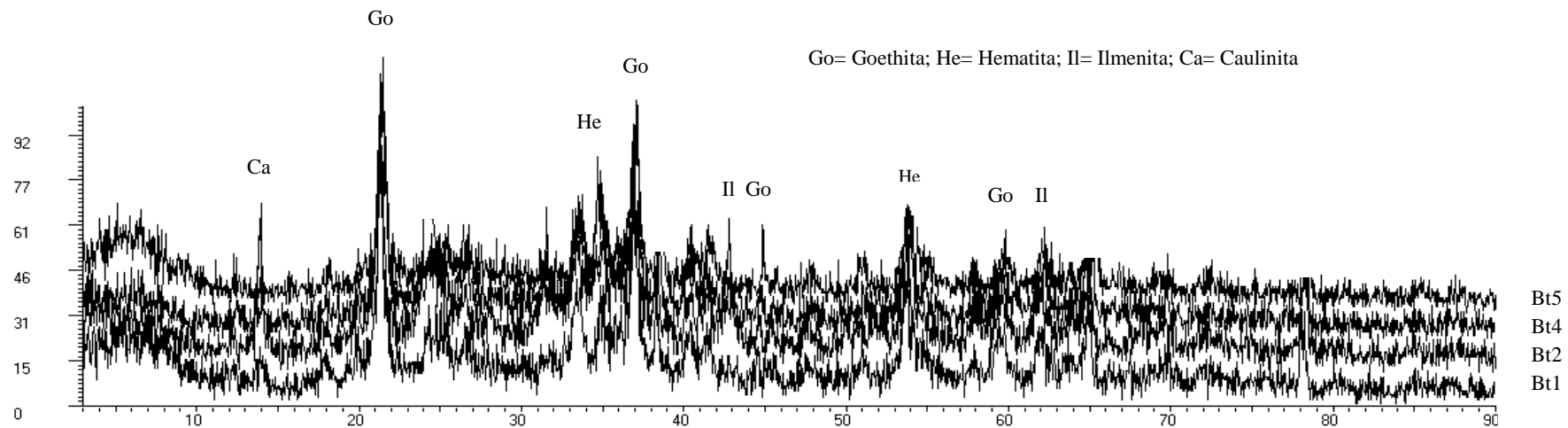


Figura 57. Difratoograma de raio X da fração óxido do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) da topolitossequência T1.

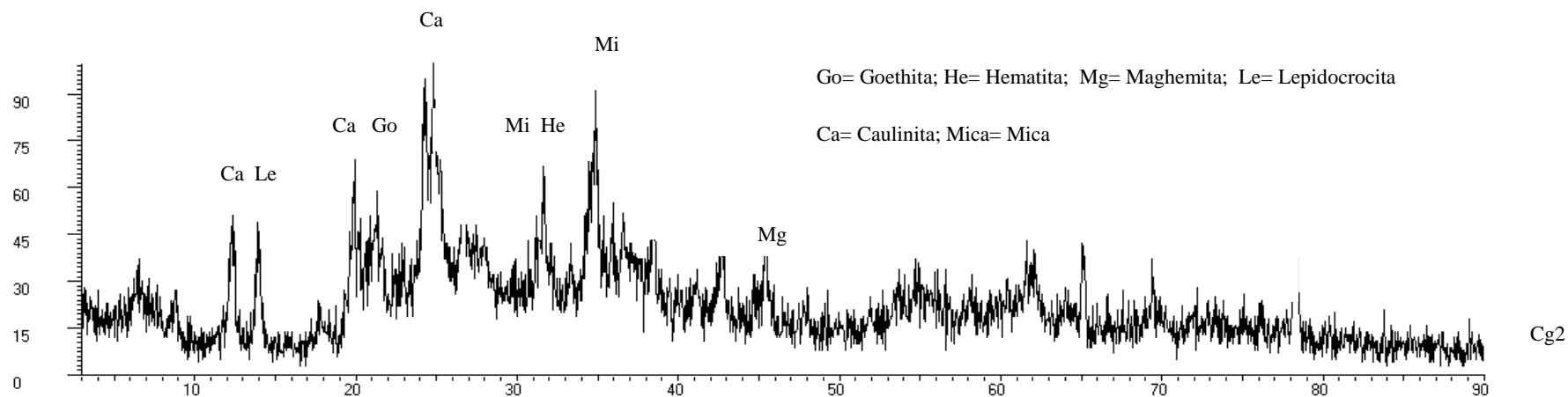


Figura 58. Difratoograma de raio X da fração óxido do GLEISSOLO HÁPLICO (T1P5) da topolitossequência T1.

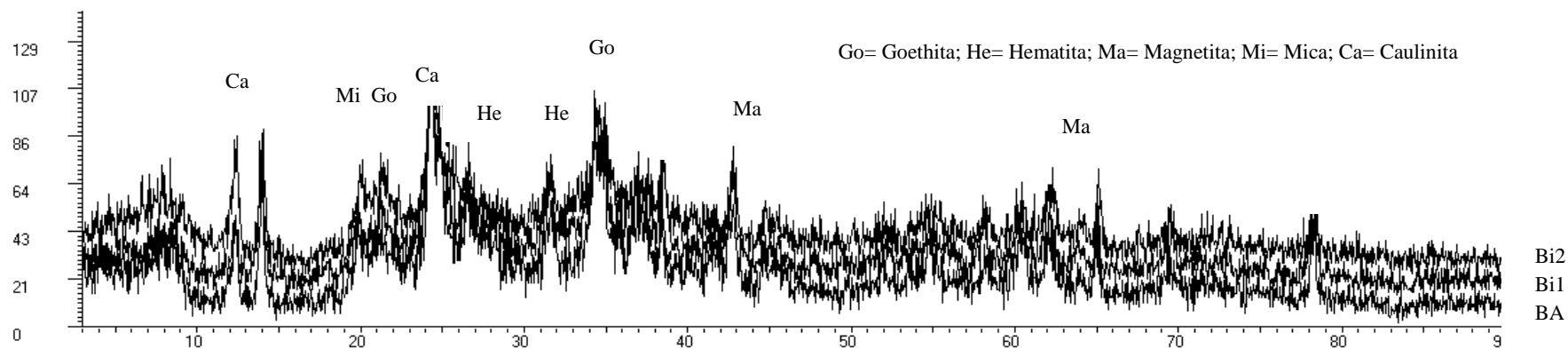


Figura 59. Difratoograma de raio X da fração óxido do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1) da topolitossequência T2.

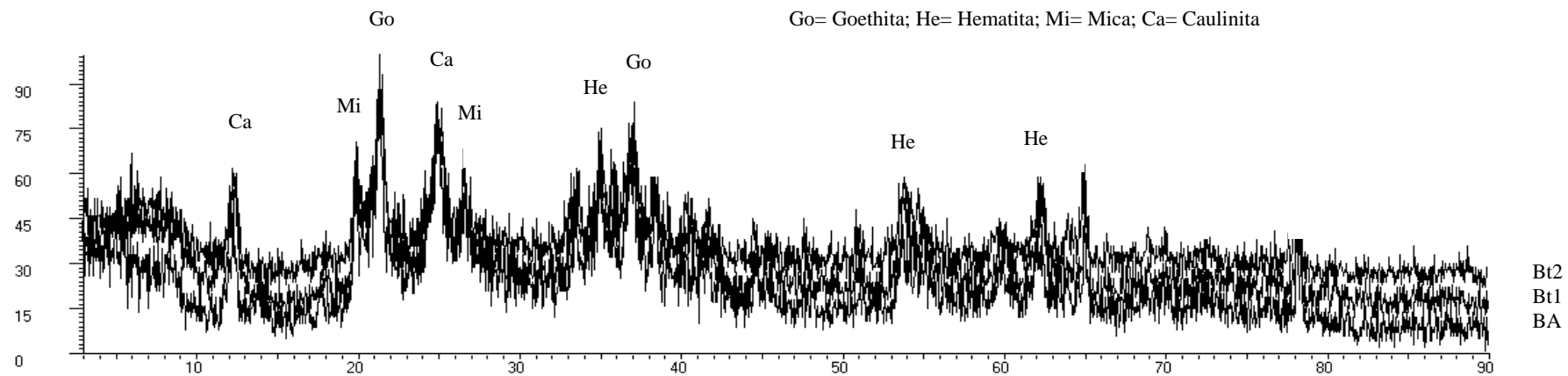


Figura 60. Difratoograma de raio X da fração óxido do ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (T2P2) da toplotossequência T2.

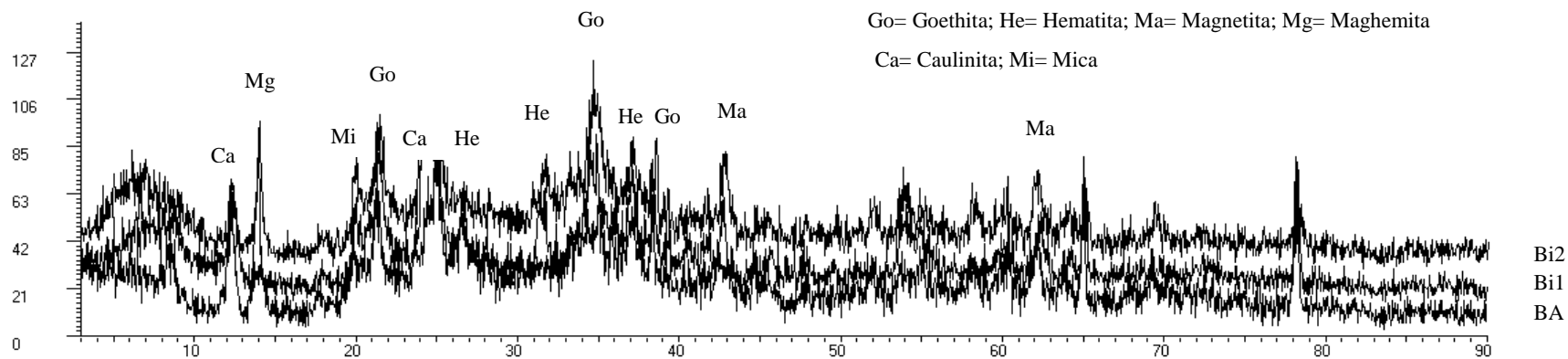


Figura 61. Difratoograma de raio X da fração óxido do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3) da toplotossequência T2.

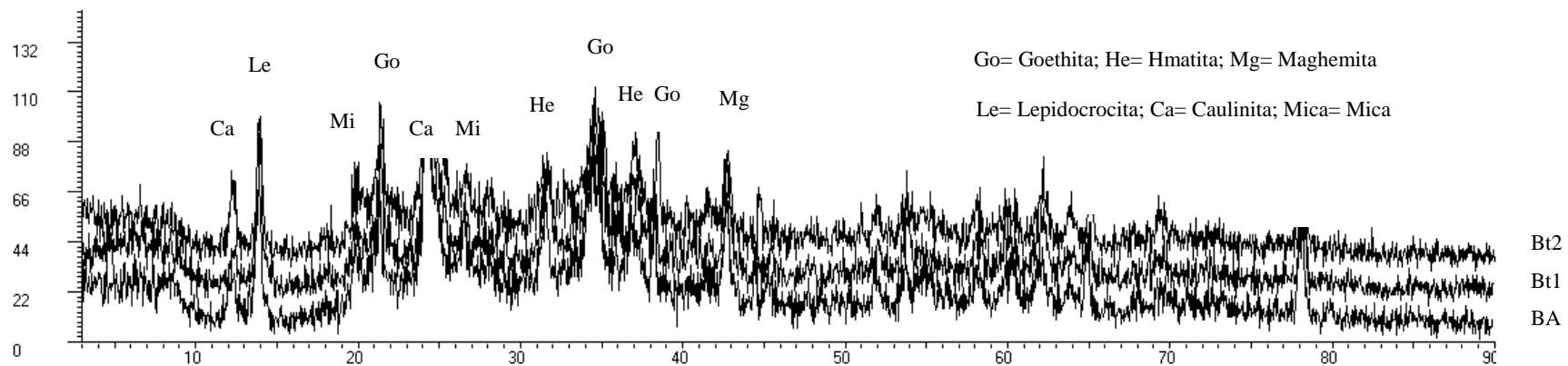


Figura 62. Difratoograma de raio X da fração óxido do ARGISSOLO AMARELO (T2P4) topolitossequência T2.

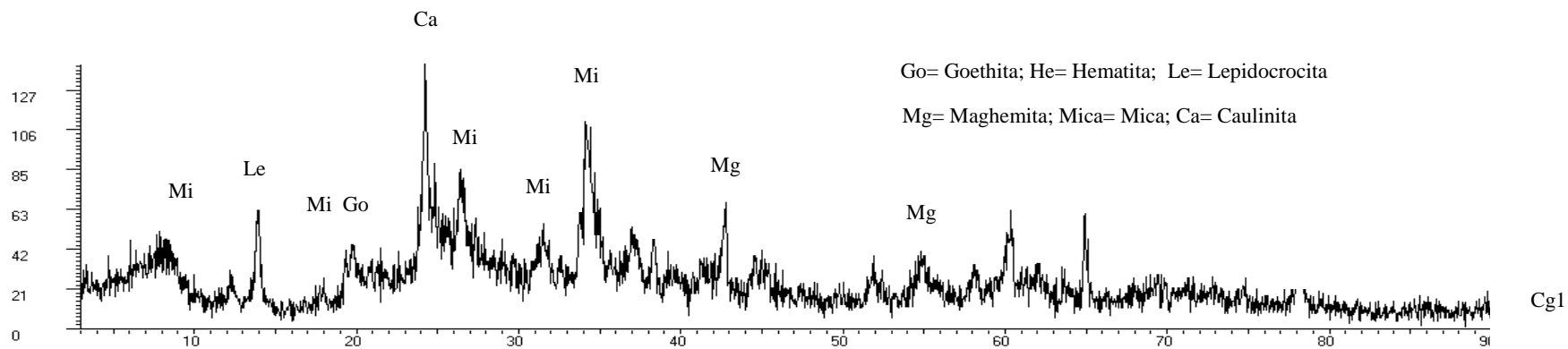


Figura 63. Difratoograma de raio X da fração óxido do GLEISSOLO HÁPLICO (T2P5) da topolitossequência T2.

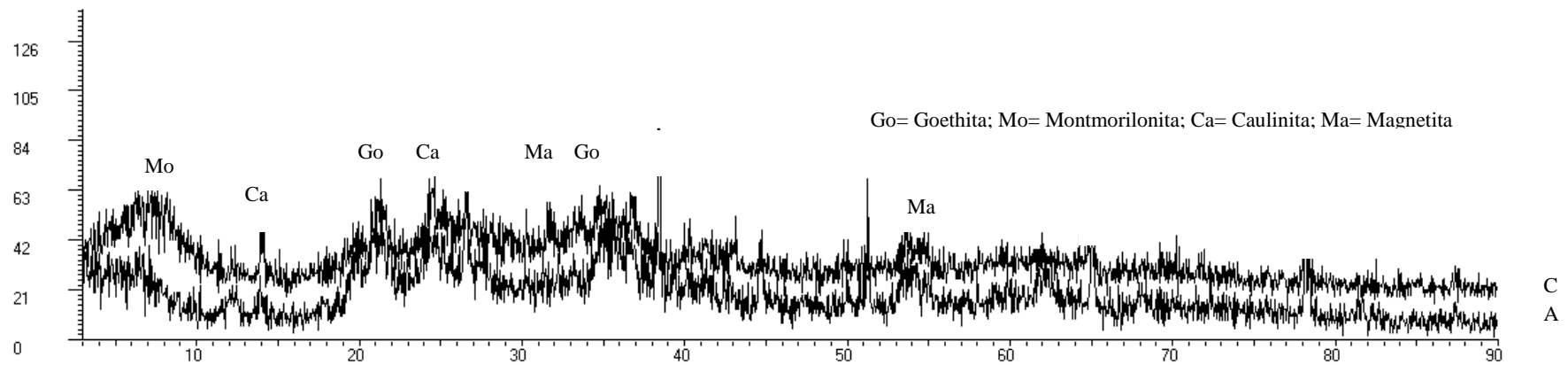


Figura 64. Difratoograma de raio X da fração óxido do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) da topolitossequência T3.

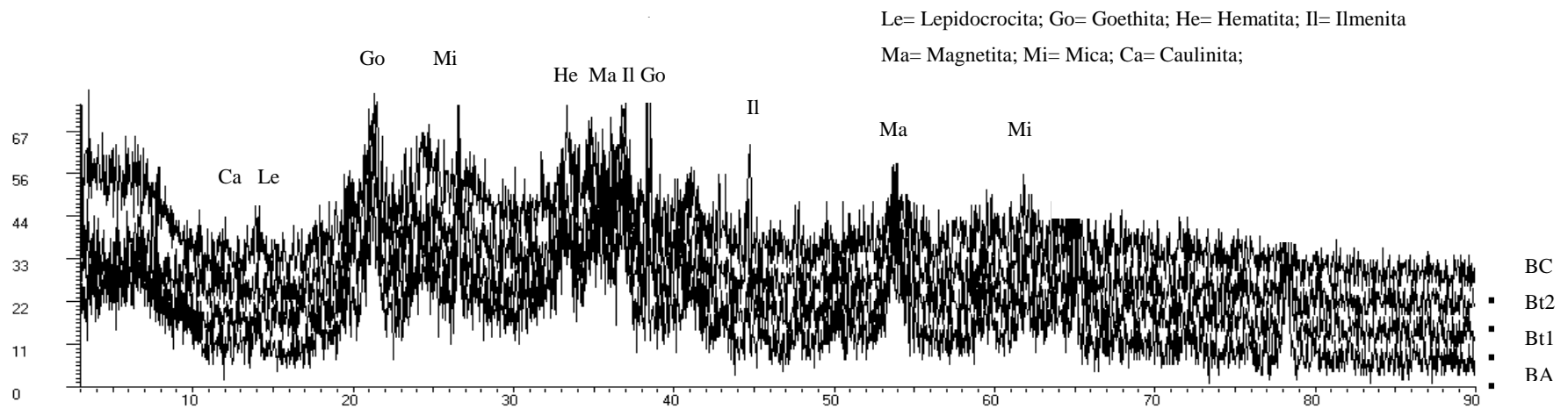


Figura 65. Difratoograma de raio X da fração óxido do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) da topolitossequência T3.

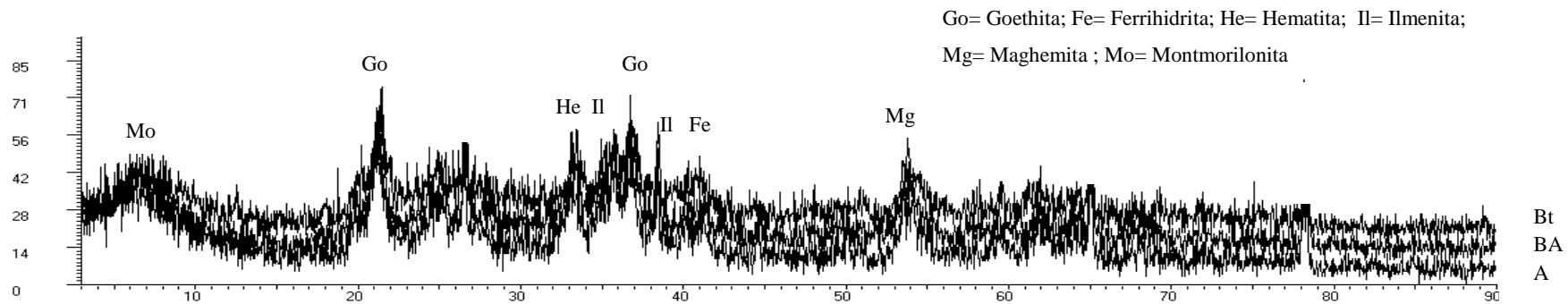


Figura 66. Difratoograma de raio X da fração óxido do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P3) da topolitossequência T3.

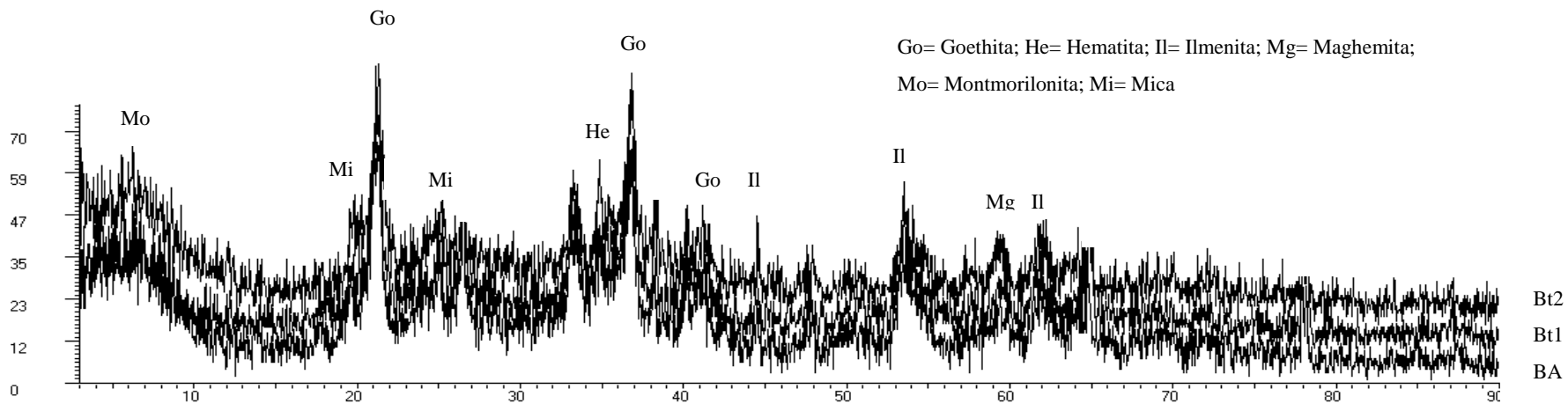


Figura 67. Difratoograma de raio X da fração óxido do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) da topolitossequência T3.

4.8.4 Mineralogia da rocha

Por se tratar de rochas formadas por um magma mais rico em minerais ferro-magnesiano e menor teor de sílica, diferindo apenas no ambiente de solidificação do magma, a mineralogia de ambas (T1 e T3) apresenta padrão similar. Observa-se nos difratogramas de raio X reflexos característicos de piroxênios (augita e diopsídio), ortopiroxênio (enstatita), plagioclásios (albita e anortita), feldspatos (anortoclásio) e óxidos de ferro litogênicos (ilmenita e magnetita) em ambas as rochas, indicando não haver diferença nas composições químicas destas. Assim, é de fundamental importância saber as condições de ocorrência destas rochas para defini-las, sendo esta observação, apenas possível, através das lâminas petrográficas que indicam a distinta ocorrência destas rochas, através da granulometria de seus minerais.

Segundo Bigarella et al. (1994), apesar do gabro e o basalto serem formados em diferentes profundidades da crosta, eles apresentam semelhante composição química e a diferenças entre essas rochas consiste na granulometria dos seus minerais.

Segundo Lange et al. (1960), o ambiente de solidificação do magma é o responsável pela granulometria dos minerais componentes da rochas. O magma que resfria na superfície da crosta favorece a rápida cristalização dos minerais, com formação de minerais de pequeno tamanho, dando origem à rocha vulcânica (basalto). Pedron (2007) estudando o saprolito e Neossolos derivados de rocha vulcânica no Rio Grande do Sul, verificou que o basalto apresenta mineralogia composta, principalmente, por plagioclásio e piroxênio, com presença de minerais opacos (magnetita e ilmenita) e vidro vulcânico. Quando, o magma que resfria lentamente dentro da crosta, com consolidação por longo período de tempo, desenvolve minerais de maior dimensão dando origem à rocha plutônica gabro. O gabro é uma rocha magmática máfica que apresenta na sua mineralogia os plagioclásios, piroxênios e olivinas.

Diante dos resultados da mineralogia das rochas pode-se concluir que os solos derivados do gabro (T3) são submetidos à uma maior interferência do material de origem, constatado na fração areia dos solos, devido à presença de quantidades apreciáveis de feldspatos, piroxênio e ilmenita.

Estudando Latossolos derivados do basalto no Estado do Paraná, Ghidin et al. (2006a) verificaram nestes solos o predomínio de plagioclásios, piroxênios, magnetita e presença de alguns minerais secundários como a clorita esverdeada e óxidos de ferro.

Nos solos derivados do basalto (T1) não se observa este padrão em função do avançado estágio de intemperismo, porém se verifica a presença de ilmenita herdada da rocha. Segundo Kämpf et al. (1988), a magnetita e ilmenita são comuns em solos tropicais desenvolvidos a partir de rochas básicas.

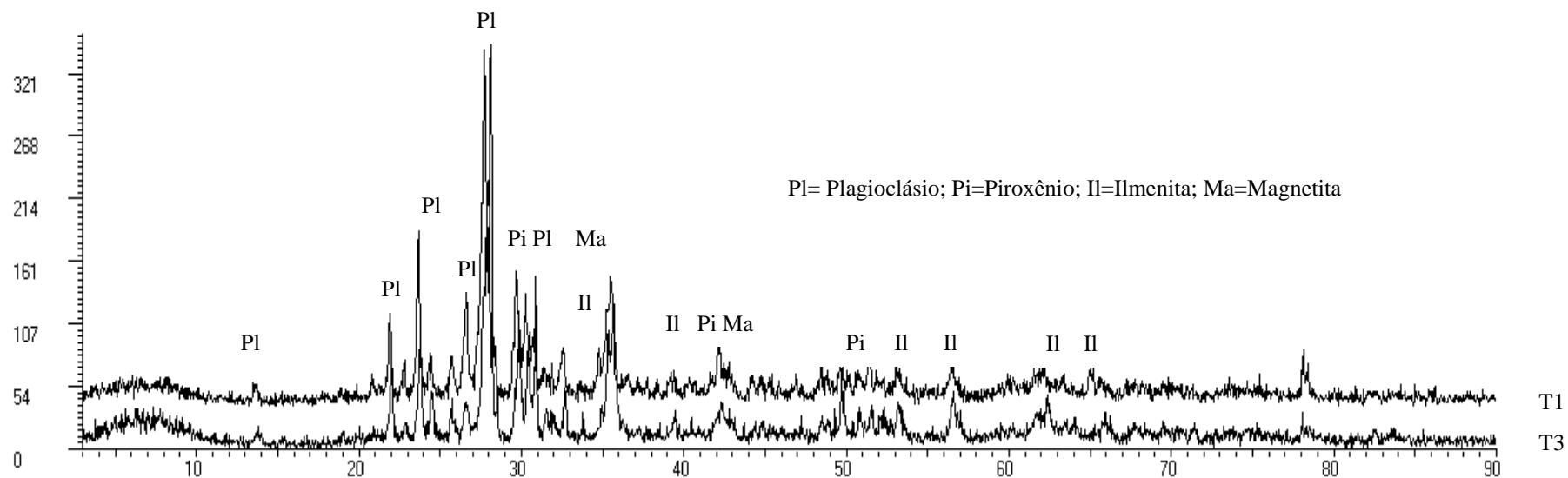


Figura 68. Difratoograma de raio X das amostras de rochas basalto (T1) e gabro (T3).

4.9 Micromorfologia dos Solos

Na Tabela 21 estão descritos os aspectos micromorfológicos observados em horizontes selecionados dos solos da topolitossequência T1, que geraram fotomicrografias obtidas com luz XPL (polarizador e analisador), PPL (polarizador) e refletida inclinada.

Verifica-se nos solos desta sequência, esqueleto distribuído aleatoriamente, composto por pequena reserva de grãos de feldspatos (15-5%) e grãos de quartzo, ilmenita e magnetita com incidência de 15 a 30% e vidro vulcânico. A ilmenita e a magnetita, que são óxidos de ferro litogênicos, normalmente, herdados da rocha de origem (Kämpf & Curi, 2000), por serem mais resistentes ao intemperismo que os feldspatos, são observados em maior quantidade nos solos (Figura 69) com variados graus de alteração, ora pouco alterados, ora quase totalmente alterados. A fotomicrografia da rocha T1 (Figura 81) mostra a presença destes óxidos na rocha de origem, comprovando a herdabilidade desses minerais no solo da topolitossequência T1. A distinção desses dois óxidos pode ser realizada através da identificação dos produtos de sua alteração, sob luz refletida (Figura 70). O produto de alteração da ilmenita é formado em consequência da perda de ferro com enriquecimento relativo de titânio, originando o leucoxeno, de coloração branca (Deer et al., 1966). Já a alteração da magnetita gera um mineral de coloração vermelha, a hematita.

Na Tabela 21 observa-se que o padrão de distribuição relacionado da massa basal dos solos da sequência T1 é de trama porfírica aberta (Figura 71), na qual os grãos de esqueleto encontram-se cimentados no plasma, com exceção dos horizontes do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4), que apresentam trama porfírica de espaçamento simples e duplo (Figura 73). Essa contextura sugere que o perfil T1P4 apresenta menor porosidade que os demais perfis, atribuindo a abundância de argilas de iluviação que preenchem os poros, associado à maior quantidade de silte mostrada nos resultados da análise granulométrica.

No geral, a contextura da birrefringência observada nos horizontes dos perfis da topolitossequência T1 é frequente (15 a 30%), aleatória e paraleloestriada, fortemente orientada (Tabela 21), indicando a ocorrência significativa dos argilãs de estresse (argilãs de pressão) e é identificada pela ocorrência da cor amarelada sob luz polariza plana e anisotropia sob luz polarizada cruzada. Esse resultado fornece subsídios para afirmar que a cerosidade dos solos desta sequência é decorrente na maior parte do processo de iluviação, mas também ocorre devido aos argilãs de estresse. Esses argilãs de estresse são decorrentes dos ciclos de umedecimento e secagem, que favorecidos pelas mudanças de umidade, associados aos elevados teores de argila nos solos, contribuem para que ocorram pressões entre as partículas dos solos, com consequente reorientação da argila do fundo matricial (Brewer, 1964).

Os solos desta sequência apresentam microestrutura em blocos angulares e subangulares, pedalidade moderada a forte e presença de microestrutura granular no LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2 e T1P3) (Figura 72). Estes resultados indicam a transformação de estrutura microagregada em blocos adensados. A argiluviação é um processo importante no preenchimento da porosidade de empilhamento causando progressivamente o adensamento do horizonte microagregado, com consequente mudança na microestrutura do solo (Lepsch et al., 1977). A porosidade observada em todos os solos é, principalmente, do tipo planar com participação de cavidades (Figuras 69 e 71), normalmente, revestida por argila iluvial. Estudando a micromorfologia de LATOSSOLO AMARELO e LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, Fernandes (1998) verificou que nos horizontes onde houve maior participação dos poros do tipo cavidade ocorreu consequente diminuição da porosidade. Investigando a infiltração de água em LATOSSOLOS VERMELHOS no município de Cidade Gaúcha no Paraná, Cunha et al. (2008) verificaram colmatação da porosidade tanto pela iluviação quanto pela oclusão dos poros, em consequência da transformação e do rearranjo dos agregados.

Verifica-se a partir das observações das lâminas micromorfológicas que os solos da sequência T1 apresentam maior expressão de dois aspectos micromorfológicos, em relação aos solos das demais sequências: a) intensa iluviação em quase todos os horizontes, com exceção do Bw1 do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2), que pode ser verificado nas Figuras 69, 71, 72 e 73; e b) intensa liberação de ferro, que favorece a pigmentação da matriz do solo e formação de nódulos de ferro (Figuras 69 e 73).

A presença comum de nódulos de ferro típicos, vermelhos, majoritariamente, e negros, com grau de impregnação moderado a forte, e bordas nítidas, sugere a ocorrência da ferratização como um processo pedogênico expressivo no NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1 e T1P4) e no LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2 e T1P3).

Os resultados das análises físicas, químicas e mineralógicas dos solos desta sequência, indicam processo intenso de alteração com forte concentração de óxidos, e também sugerem a possibilidade da ocorrência de ferratização. Entretanto, segundo Duchaufour (1977) a ferruginização, que é estágio anterior a ferratização, está vinculada aos Nitossolos. Tal fato indica a possível transformação dos Nitossolos dessa sequência evoluindo para Latossolos, caracterizando um processo de transição de ferruginização/ferratização. Segundo o referido autor, o processo de ferruginação pode englobar solos que estão num segundo estágio de desenvolvimento, pois já apresentam características muito próximas aos solos ferralíticos.

Apesar da sequência T1 apresentar os solos com maior grau de evolução pedogenética observam-se nesses perfis nódulos de ferro em menor quantidade e de tamanho pequeno, em comparação a sequência T3, sugerindo a migração do Fe para fora do sistema solo. Segundo Kabata-Pendias & Pendias (1992), o Fe pode ser facilmente mobilizado do meio em condições de acidez, uma vez que, os baixos valores de pH favorecem a solubilidade dos compostos de Fe. No geral, os nódulos observados são, predominantemente, típicos com impregnação moderada a forte e bordas nítidas (Tabela 21).

O Fe liberado a partir da alteração dos minerais dos solos da T1 se transloca por iluviação (ferriargilãs), ou se precipita na forma de nódulos cristalinos (Figuras 70 e 71), ou ainda forma compostos de ferro pouco cristalinos. Uma vez que os nódulos de ferro apresentam em sua matriz uma mescla de compostos cristalinos e pouco cristalinos, a distinção destes é feita com o uso da luz XPL (polarizador e analisador), com a maioria dos compostos observados apresentando cores vermelhas e amarelas (óxidos cristalinos) e menor frequência de compostos de cor negra (materiais pouco cristalinos ou amorfos). A liberação de Fe para o pedoambiente contribui para a coloração avermelhada do plasma.

Estudando a micromorfologia dos solos de Mamborê-Paraná, Zago (2000), encontrou plasma de cores vermelho a vermelho-escura nos horizontes subsuperficiais, decorrente dos elevados teores de óxidos de ferro. Oliveira (1999) também constatou em Latossolo Vermelho do Norte de Minas Gerais a contribuição dos óxidos na expressão de cores do plasma, com matizes 2,5 YR e 5YR.

Tabela 21. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topolitossequência T1.

Hor ⁽¹⁾	Quantidade de Grãos Minerais ⁽²⁾	PDR ⁽³⁾	Contextura ⁽²⁾	Microestrutura	Poros	Quantidade de Pedofeições ⁽⁴⁾
TOPOLITOSSEQUÊNCIA T1 NITOSSOLO HÁPLICO - P1						
Bt1	Pouco feldspato, frequente ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica aberta.	Mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada com fraca orientação, pouco.	Blocos angulares e subangulares fortemente desenvolvidos.	Planares.	Ocasionais revestimentos de argila típicos, ocasionais nódulos ferruginosos típicos e raros nódulos pseudomorfos de feldspatos.
Bt2	Pouco feldspato, ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica aberta.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares fortemente desenvolvidos.	Planares.	Abundantes revestimentos de argila típicos, ocasionais hiporrevestimentos de argila e ferro típicos, abundantes preenchimentos densos de argila, muitos nódulos ferruginosos típicos.
Bt3	Pouco feldspato, ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica aberta.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares fortemente desenvolvidos.	Planares com algumas cavidades.	Muito abundantes revestimentos de argila e ferro típicos, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos, muito abundantes preenchimentos densos de argila, muitos nódulos ferruginosos típicos.
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO - P2						
BA	Pouco feldspato, ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica aberta.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos, com presença de granular.	Planares com algumas cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila e ferro típicos, ocasionais preenchimentos densos de argila com silte e ferro, muitos nódulos ferruginosos típicos.
Bw1	Muito pouco feldspato e quartzo, pouca ilmenita e magnetita.	Porfírica aberta.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos, com presença de granular.	Planares com algumas cavidades.	Raros revestimentos de argila típicos, raros preenchimentos densos de argila, muitos nódulos ferruginosos típicos.
Bw2	Muito pouco feldspato, magnetita e quartzo, pouca ilmenita.	Porfírica aberta.	Mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos, com presença de granular.	Planares com algumas cavidades.	Abundantes revestimentos de argila e Fe típicos, ocasionais hiporrevestimentos de Fe típicos, muitos preenchimentos densos de argila com Fe, muitos nódulos ferruginosos típicos, muitas pápulas.

Continua.

Tabela 21. Continuação.

Hor ⁽¹⁾	Quantidade de Grãos Minerai ⁽²⁾	PDR ⁽³⁾	Contextura ⁽²⁾	Microestrutura	Poros	Quantidade de Pedofeições ⁽⁴⁾
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO - P3						
Bw1	Muito pouco feldspato, magnetita e quartzo, frequente ilmenita.	Porfírica aberta.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos, com presença de granular.	Planares e cavidades.	Abundantes revestimentos de argila típicos, ocasionais hiporrevestimentos de Fe típicos e internos de agregados, ocasionais preenchimentos densos de argila, muitos nódulos ferruginosos típicos.
Bw2	Muito pouco feldspato, magnetita e quartzo, frequente ilmenita.	Porfírica aberta.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos, com presença de granular.	Planares e cavidades.	Muito abundantes revestimentos de argila típicos, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos e internos de agregados, ocasionais preenchimentos densos de argila com ferro, muitos nódulos ferruginosos típicos, muitos pápulas.
Bw4	Muito pouco feldspato e quartzo, frequente ilmenita, pouca magnetita.	Porfírica aberta.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Abundantes revestimentos de argila típicos, ocasionais hiporrevestimentos de Fe típicos e internos de agregados, ocasionais preenchimentos densos de argila com Fe, abundantes nódulos ferruginosos típicos, muitas pápulas.
NITOSSOLO HÁPLICO - P4						
BA	Frequente feldspato, pouca ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica de espaçamento duplo.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Muitos revestimentos de argila típicos e crescentes, ocasionais hiporrevestimentos de Fe típicos, ocasionais preenchimentos densos de argila com Fe, abundantes nódulos ferruginosos típicos e concêntricos, muitas pápulas.
Bt1	Frequente feldspato, pouca ilmenita e magnetita, comum quartzo.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, comum.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Muito abundantes revestimentos de argila típicos, abundantes preenchimentos densos de argila, raros nódulos ferruginosos típicos, muitas pápulas.
Bt3	Pouco feldspato, ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica de espaçamento duplo.	Aleatória com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Muitos revestimentos de argila típicos, abundantes preenchimentos densos de argila com ferro, muitos nódulos ferruginosos típicos.
Bt4	Pouco feldspato, ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica de espaçamento duplo.	Aleatória com forte orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Muitos revestimentos de argila típicos, abundantes preenchimentos densos de argila com ferro, muitos nódulos ferruginosos típicos.

(1)Horizonte classificado em campo; (2)muito pouco= < 5%, (2)pouco= 5 a 15%; (2)frequente= 15 a 30%; (2)comum= 30 a 50%; (2)dominante= 50 a 70%; (3)Padrão de distribuição relacionado; (4)raro= 2%;

(4)ocasional= 2 a 5%; (4)muito= 5 a 10%; (4)abundante= 10 a 20%; (4)muito abundante= > 20%.

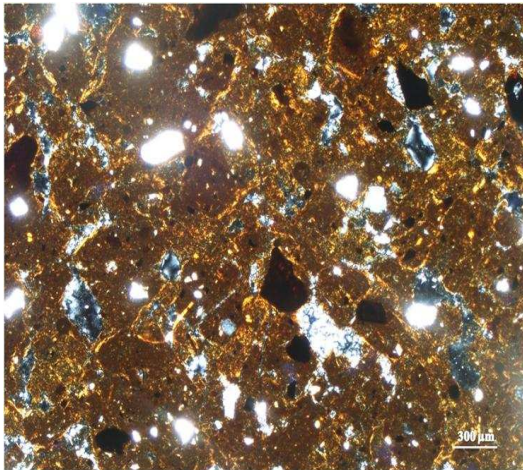
Além da ferruginização/ferratilização, outro processo evidente nos solos da sequência T1 é a iluviação de argilominerais e compostos de ferro (argilãs e ferrãs), normalmente formando capas finas e de ocorrência frequente em todo o plasma (Figura 69). Segundo Fedoroff & Eswaran (1985) a presença de cutãs de iluviação no horizonte B é uma das principais características para classificá-lo como horizonte argílico (B textural). O processo de iluviação nos solos desta sequência é caracterizado pelas seguintes pedofeições: a) revestimentos típicos de grãos e poros, abundantes, de orientação moderada a forte, paralela e convoluta (Figura 72); b) preenchimentos densos completos e incompletos, abundantes, com orientação forte e paralela, composta por argila, por vezes de ferro e silte (Figura 71); e c) hiporrevestimentos típicos de poros e internos de agregados, ocasionais, com orientação moderada e paralela, de natureza argilíca e férrica.

A ocorrência de argilãs e ferriargilãs, devidos a iluviação, confirma a cerosidade observada em campo no NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1 e T1P4) (Figura 69 e 73). No LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2) não foi observada cerosidade em campo no horizonte diagnóstico Bw1, entretanto frequentes argilãs de estresse, assim como, raras argilãs de iluviação são notados nas lâminas micromorfológicas (Tabela 21), indicando a ocorrência também de processo de iluviação de argila. No horizonte Bw2 do perfil T1P2 verifica-se abundante argilãs de iluviação, porém em campo observa-se a cerosidade em grau pouca e fraca (Figura 71). No LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3) através da micromorfologia constatam-se abundante argilãs de iluviação, o que poderia identificar o horizonte diagnóstico como B nítico (Bt) e não Bw, como pela classificação em campo (Figura 72). Se for levado em conta as observações micromorfológicas para a classificação deste solo, os LATOSSOLOS (T1P2 e T1P3) poderiam ser reclassificados como NITOSSOLOS HÁPLICOS. No entanto, a micromorfologia não é usada como base para a classificação de solos no nível taxonômico de ordem ou outro, pela sua complexidade de análise, mas sim observações de cerosidade no campo a olho nu ou com auxílio de lupa 10X.

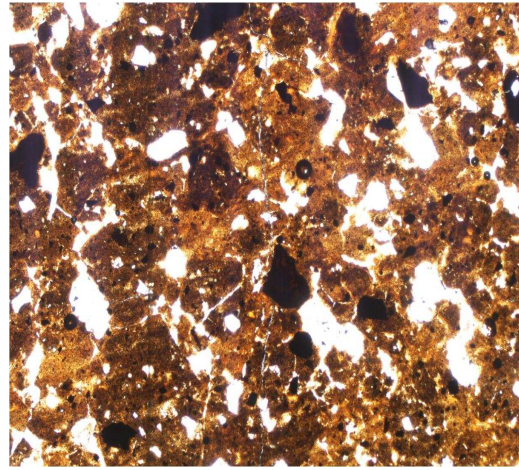
Embora a maioria dos argilãs de iluviação apresente orientação forte, verifica-se a presença de argila iluvial fragmentada e deformada (pápulas) em alguns horizontes do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2 e T1P3) e do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4) (Tabela 21). As pápulas são formadas pela pedoturbação nos argilãs de iluviação, devido às mudanças de umidade, favorecendo a contração e expansão da massa do solo, com consequente fragmentação destes argilãs. Cooper & Vidal-Torrado (2000) observaram em NITOSSOLO VERMELHO, em Piracicaba (SP), cutãs com orientação forte e contínua, com grande frequência de ferriargilãs fissurados (pápulas), devido a contração e expansão do solo. As pápulas também podem ser indícios de atividade biológica, que não foram notados nos solos da sequência T1. As lâminas analisadas sinalizam a incorporação das pápulas no plasma do solo, e provavelmente, com a continuidade do processo evolutivo dos solos, essas argilas iluviais fragmentadas, assim como, a cerosidade tenderão a desaparecer do plasma do solo, resultando em características mais próximas das de Latossolos. Esta incorporação leva a homogeneização dos horizontes (Eswaran et al., 1979), pela atividade da fauna ou pela expansão e contração do solo devidas a alternância de umedecimento e secagem, assim como, pelo crescimento de raízes (Fitzpatrick, 1993).

A micromorfologia indica que a cerosidade observada em campo nos solos da sequência T1 decorre na maior parte do processo de iluviação, confirmado pelos argilãs de iluviação e, em menor proporção, do re-arranjo das partículas do solo, caracterizado pelos argilãs de estresse. As propriedades morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos perfis T1P2 e T1P3 expressam atributos típicos de Latossolos, porém a micromorfologia aponta para pedofeições típicas dos Nitossolos. Tal contraste sugere que os solos da sequência T1 se encontram em transição, de Nitossolos evoluindo para Latossolos, sendo os perfis T1P2

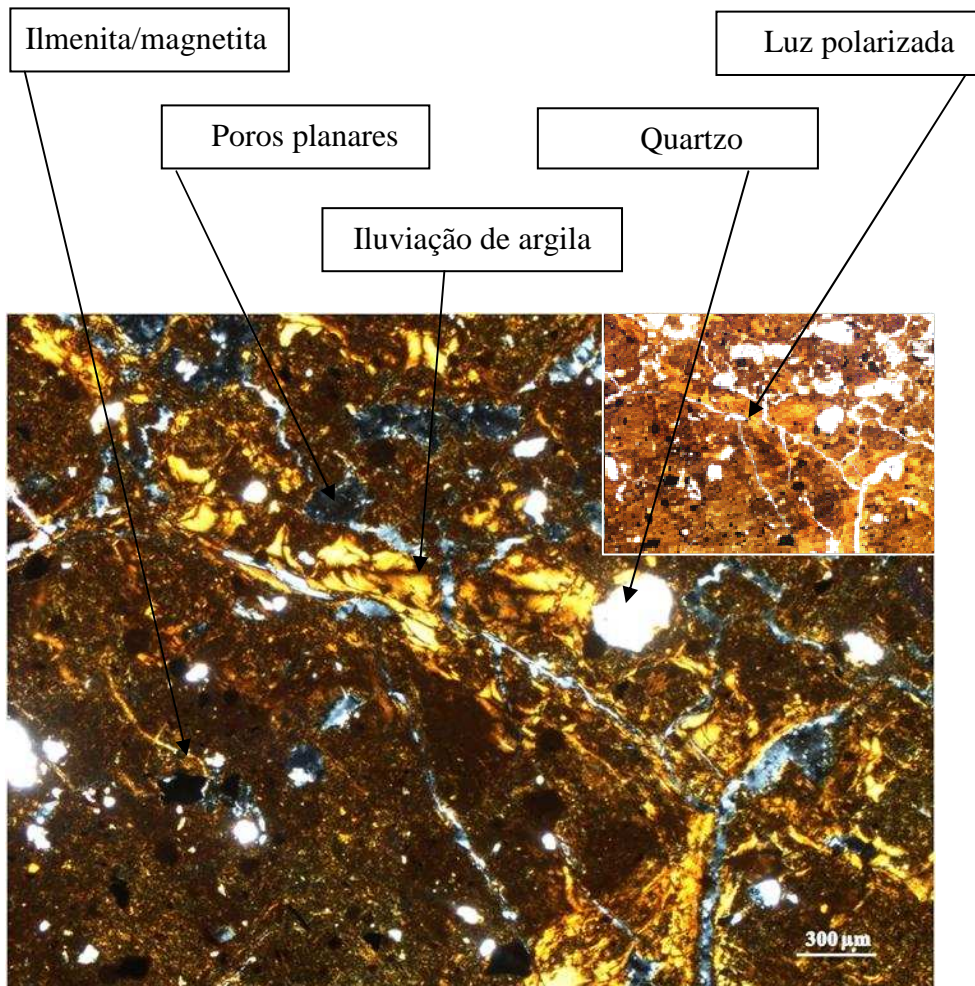
e T1P3 um estágio mais avançado de transformação, expressando as características latossólicas com maior proeminência.



(a)



(b)



(c)

Figura 69. Fotomicrografias do horizonte Bt2 do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1); a) fundo matricial com trama porfírica aberta sob luz XPL; b) fundo matricial sob luz PPL; c) área do fundo matricial com maior intensidade de argilãs de iluviação sob luz XPL, com detalhe sob luz PPL.

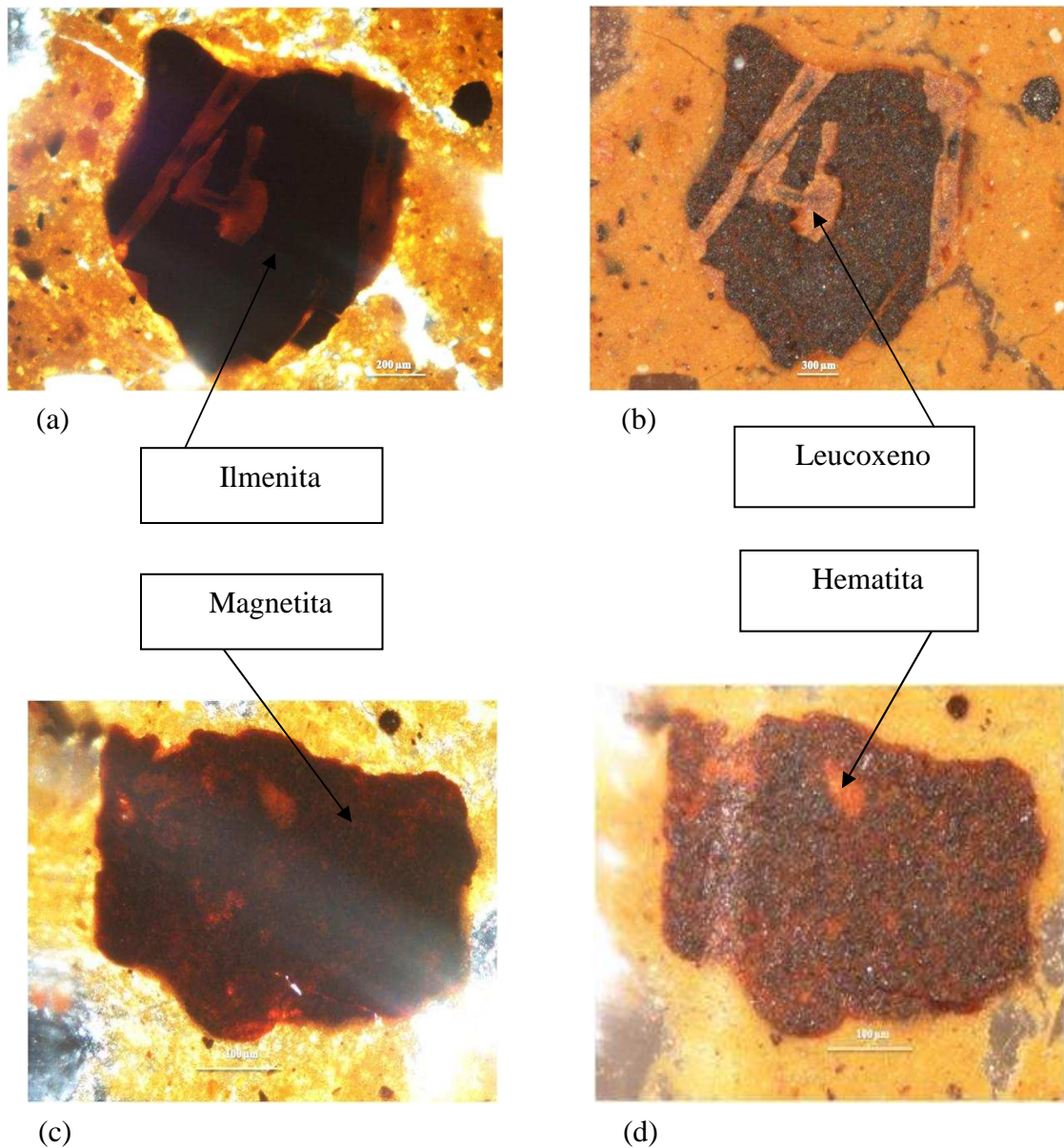


Figura 70. Fotomicrografias do horizonte Bt2 do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P1) demonstrando os óxidos de ferro ilmenita e magnetita, sob luz PPL e luz refletida; a) ilmenita se alterando à leucoxeno; b) ilmenita sob luz refletida; c) detalhe da alteração da magnetita para hematita; d) detalhe da alteração da magnetita sob luz refletida.

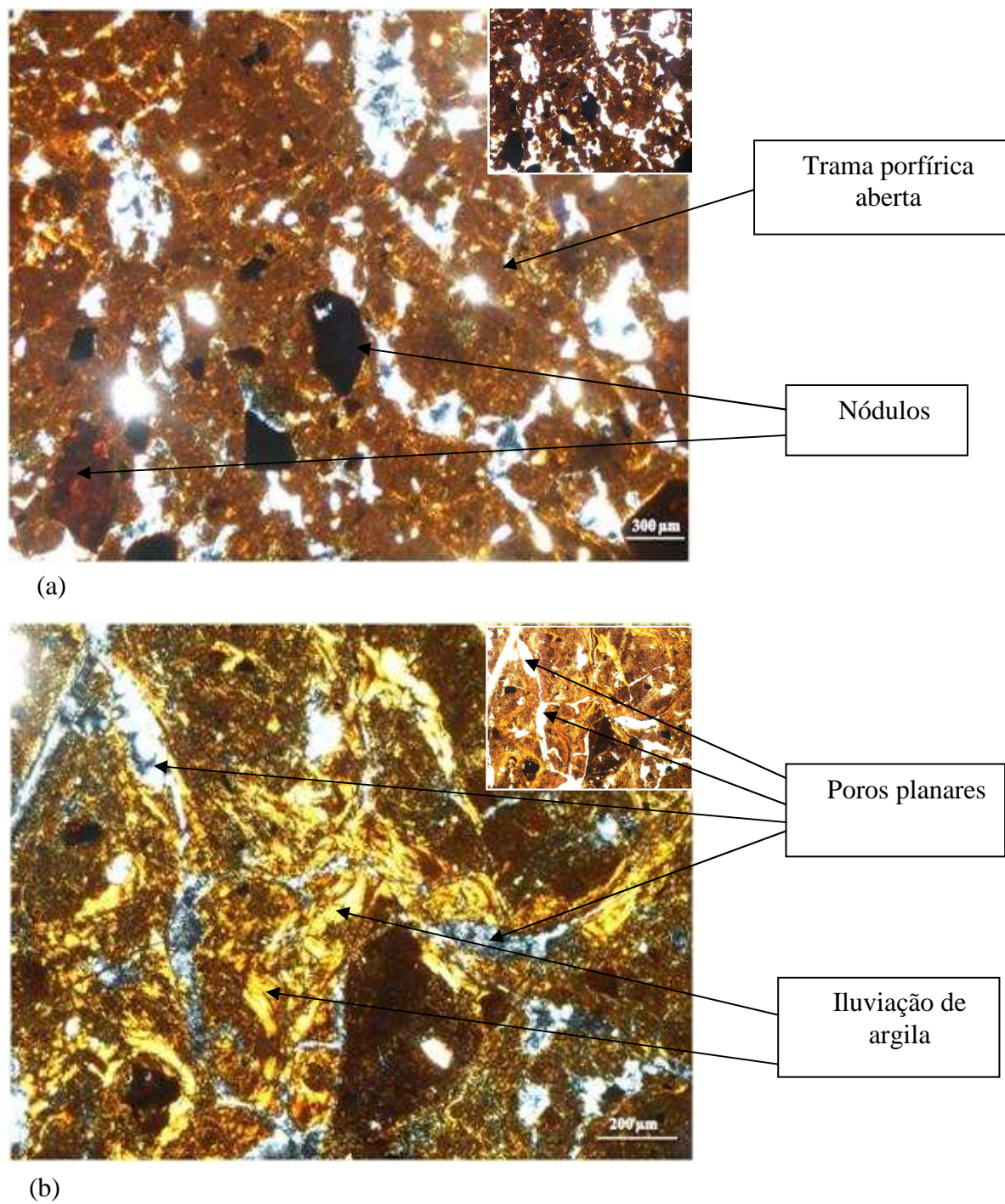


Figura 71. Fotomicrografias dos horizontes Bw1 e Bw2 do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P2); a) fundo matricial do horizonte Bw1, com detalhe sob luz XPL; b) revestimento e preenchimento de argila iluvial no espaço poroso do horizonte Bw2, com detalhe sob luz PPL.

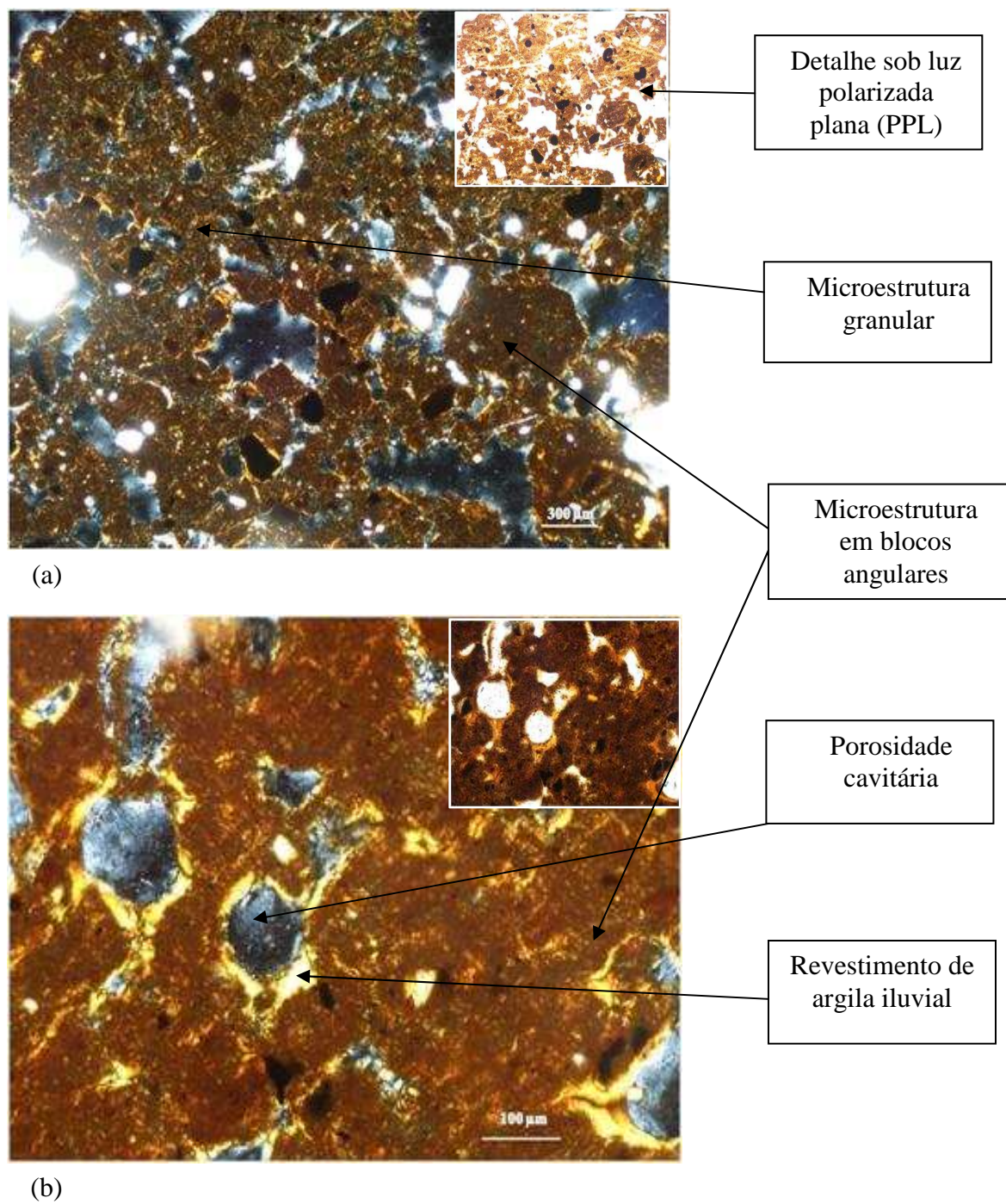


Figura 72. Fotomicrografias do horizonte Bw1 do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (T1P3); a) fundo matricial com microestrutura, predominante, de blocos angulares com presença de granular e porosidade plana e cavitária; b) argila iluvial revestindo o espaço poroso do horizonte BA, com detalhe sob luz XPL.

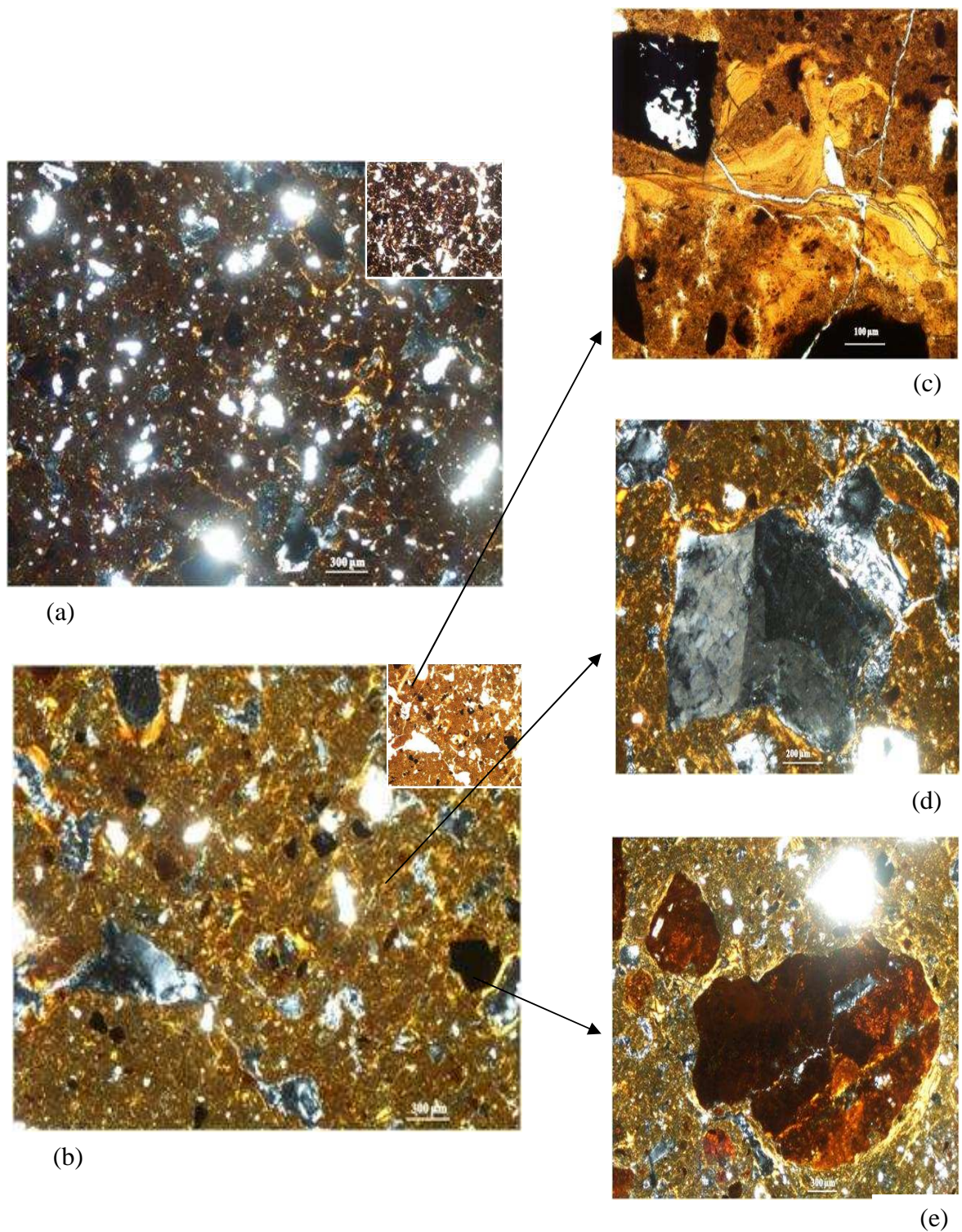


Figura 73. Fotomicrografias (XPL e PPL) dos horizontes BA e Bt3 do NITOSSOLO HÁPLICO (T1P4), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial do horizonte BA com trama porfírica de espaçamento duplo; b) fundo matricial do horizonte Bt3 com trama porfírica de espaçamento duplo; c) argila iluvial observada no Bt3 sob luz PPL; d) componente do esqueleto do solo (feldspato potássico) mergulhado no plasma de coloração amarelada; e) nódulo de ferro.

A descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topolitossequência T2 é apresentada na Tabela 22. As fotomicrografias foram obtidas sob luz XPL (polarizador e analisador) e luz PPL (polarizador).

Por se tratarem de solos derivados de saprólito da rocha muscovita-biotita gnaiss, os perfis da sequência T2 apresentam esqueleto distribuído aleatoriamente, constantemente envolvido por argilãs de estresse, com predomínio de micas, principalmente a muscovita, com grau de alteração entre 2 a 25%. Observam-se também feldspatos (feldspatos potássicos e plagioclásios cálcio-sódicos) com frequência e grau de alteração, entre 25 a 72% e o quartzo com poucas fraturas (Figuras 74, 75 e 76). Acredita-se que a mica encontrada na massa do solo, provavelmente, é herdada do material de origem.

Observando a micrografia do horizonte Bi1 do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1) (Figura 74) constata-se que a alteração dos minerais primários contribui para dissolução e consequente formação da porosidade cavitária, resultando em trama mais aberta e porosidade característica do processo de intemperismo. Estudando solos de rochas ultramáficas no Sudoeste de Minas Gerais, Vidal-Torrado et al. (2006) verificaram no horizonte Bi trama dominante porfírica, com materiais que foram submetidos a processo de dissolução, com o surgimento de cavidades e intercomunicação entre elas, passando a uma trama porfírica aberta por coalescência de cavidades.

A distribuição relacionada da massa basal, para todos os solos da sequência T2, apresenta trama porfírica variando de espaçamento duplo, simples, duplo e porfírica fechada. No horizonte BA do ARGISSOLO AMARELO (T2P4) verificou-se distribuição porfírica de espaço simples, na qual o material grosso (quartzo, feldspatos e mica) permanece mergulhado no plasma denso e está separado por distância equivalente ao seu tamanho (Figura 76). Em profundidade (horizonte Bt1) ocorre contextura porfírica de espaço simples, porém observa-se ocorrência frequente de mica. No horizonte mais profundo (Bt2) constata-se o predomínio da mica, que favorece a formação de trama porfírica fechada, na qual os grãos da fração grosseira estão em contato entre si. Segundo Blokhuis et al. (1990), a distribuição relacionada do tipo porfírica é um padrão de distribuição comum em solos argilosos.

Com o fundo matricial totalmente tomado pela mica, a observação da argila iluvial (argilãs de iluviação) e da fábrica birrefringente (argilãs de estresse) é dificultada, porém pode-se notar contextura da birrefringência (Figura 76) aleatória, poroestriada e granoestriada, com forte desenvolvimento, com ocorrência dominante (50 a 70%). A contextura poroestriada ou granoestriada está relacionada à reorganização da massa do solo em função de mudanças de umidade (EMBRAPA, 1998; Gunal & Ransom, 2006). A birrefringência, que identifica os argilãs de estresse, é observada nas lâminas pela ocorrência da cor amarelada sob luz polariza plana. Oliveira (1999) também observou a frequente ocorrência de argila formada por pressão (argilãs de estresse) em Cambissolo. Os argilãs de estresse são caracterizados pela forte birrefringência, que confere aos solos o aspecto brilhante visível no campo como cerosidade (Brewer, 1964). Segundo o referido autor, os argilãs de estresse ocorrem em função das mudanças de umidade que proporciona aumento da massa do solo, exercendo uma pressão, que será responsável pelo re-arranjo das partículas na superfície das unidades estruturais. A elevada frequência de argilãs de estresse nos solos da T2 indica que a cerosidade identificada em campo, pode ser em maior parte, consequência desses argilãs.

No CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3) ocorrem ocasionais revestimentos e preenchimentos de argila, assim como, a presença expressiva de cutãs de estresse, indicando ser a cerosidade nesse perfil proveniente das pedofeições citadas (Tabela 22). Esse solo apresenta também características que são diagnósticas de ARGISSOLO, tais como: textura argilosa do horizonte B, estrutura em blocos, a análise micromorfológica indica a ocorrência de cutãs de iluviação e estresse, em quantidade e grau suficiente para indicar o processo de iluviação de argila, ou seja, horizonte B textural, porém tal atributo não é diagnóstico.

Tabela 22. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topolitossequência T2.

Hor ⁽¹⁾	Quantidade de Grãos Minerais ⁽²⁾	PDR ⁽³⁾	Contextura ⁽²⁾	Microestrutura	Poros	Quantidade de Pedofeições ⁽⁴⁾
TOPOLITOSSEQUÊNCIA T2						
CAMBISSOLO HÁPLICO - P1						
BA	Comum feldspato potássico e mica, pouco plagioclásio cálcio-sódico, dominante quartzo.	Porfírica de espaçament o simples.	Mosaico de poroestriada, granoestriada e paraleloestriada com forte orientação, dominante.	Blocos angulares fortemente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Raros nódulos ferruginosos típico.
Bi1	Comum feldspato potássico, pouco plagioclásio cálcio-sódico e quartzo, muito dominante mica.	Porfírica fechada.	Poroestriada e granoestriada com forte orientação, dominante.	Cavitária.	Cavidades e alguns planares.	Não foram observadas.
Bi2	Comum feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, dominante mica.	Porfírica fechada.	Poroestriada e granoestriada com forte orientação, dominante.	Cavitária.	Cavidades e alguns planares.	Raros preenchimentos densos de argila, raros nódulos ferruginosos típicos
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO - P2						
A2	Comum feldspato potássico e quartzo, pouco plagioclásio cálcio-sódico.	Porfírica de espaçament o simples.	Aleatória com fraca orientação, pouca.	Cavitária.	Cavidades e alguns planares.	Ocasionais nódulos ferruginosos típicos.
Bt1	Comum feldspato potássico e quartzo, pouco plagioclásio cálcio-sódico, pouca mica.	Porfírica de espaçament o simples.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, dominante.	Blocos angulares e subangulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila típicos e crescentes, raros preenchimentos densos de argila, ocasionais nódulos ferruginosos típicos, ocasionais pápulas.
Bt2	Comum feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, pouca mica.	Porfírica de espaçament o simples.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, dominante.	Blocos angulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila típicos e crescentes, raros preenchimentos densos de argila, ocasionais nódulos ferruginosos típicos e pápulas.

Continua.

Tabela 22. Continuação.

Hor ⁽¹⁾	Quantidade de Grãos Minerais ⁽²⁾	PDR ⁽³⁾	Contextura ⁽²⁾	Microestrutura	Poros	Quantidade de Pedofeições ⁽⁴⁾
CAMBISSOLO HÁPLICO - P3						
Bi1	Comum feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, frequente mica.	Porfírica de espaçamento simples.	Mosaico de aleatória, granoestriada e poroestriada com forte orientação, dominante.	Cavitária.	Cavidades e alguns planares.	Ocasionais revestimentos de argila típicos, ocasionais preenchimentos densos de argila com ferro e silte, ocasionais nódulos ferruginosos típicos, muitas pápulas.
Bi2	Comum feldspato potássico, plagioclásio cálcio-sódico e quartzo, dominante mica.	Porfírica fechada.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, comum.	Blocos angulares e subangulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila típicos, ocasionais preenchimentos densos de argila com silte, ocasionais nódulos ferruginosos típicos, muitas pápulas.
ARGISSOLO AMARELO - P4						
BA	Comum feldspato potássico e quartzo, pouco plagioclásio cálcio-sódico e mica.	Porfírica de espaçamento simples.	Mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada com forte orientação, dominante.	Cavitária.	Cavidades e alguns planares.	Raros revestimentos de argila típicos, ocasionais preenchimentos densos de argila com silte, ocasionais nódulos ferruginosos típicos, raras pápulas.
Bt1	Comum feldspato potássico, quartzo e mica, frequente plagioclásio cálcio-sódico.	Porfírica de espaçamento simples.	Mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada com forte orientação, dominante.	Blocos angulares e subangulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila e ferro típicos, ocasionais nódulos ferruginosos típicos, raras pápulas.
Bt2	Comum feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, dominante mica.	Porfírica fechada.	Mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada com forte orientação, comum.	Blocos angulares e subangulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila típicos.

(1)Horizonte classificado em campo; (2)muito pouco= < 5%, (2)pouco= 5 a 15%; (2)frequente= 15 a 30%; (2)comum= 30 a 50%; (2)dominante= 50 a 70%; (3)Padrão de distribuição relacionado; (4)raro= 2%;

(4)ocasional= 2 a 5%; (4)muito= 5 a 10%; (4)abundante= 10 a 20%; (4)muito abundante= > 20%.

Na Tabela 22 observa-se que os perfis apresentam padrão semelhante com microestrutura cevitária e blocos angulares fortemente desenvolvida, com porosidade do tipo cavidade (Figura 76) e planar. Estudando solos em sistema Latossolo-Argissolo no município de Lins em São Paulo, Ibrahim & Melfi (2008), também verificaram nos Argissolos estrutura em blocos angulares com poros do tipo cavidade e fissural.

As feições pedológicas destacadas nos solos sequência T2 são: a) revestimentos típicos de poros, ocasionais, com orientação moderada a forte; b) preenchimentos ocasionais, densos, de orientação moderada; c) nódulos de ferro, típicos e raros, com impregnação moderada e bordas nítidas a claras. Possivelmente, a pequena expressão das feições pedológicas indicativas de processo de iluviação é devido ao fundo matricial recoberto de mica, que dificulta essa observação. Entretanto, ocasionais argilãs de iluviação são verificados em alguns pontos das lâminas dos ARGISSOLOS (T2P2 e T2P4), assim como, no CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3), como observado na Figura 75. Diante desta incerteza, não se pode afirmar que a micromorfologia no ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (T2P2) e no ARGISSOLO AMARELO (T2P4) é conclusiva sobre a participação de concentração relativa de argila oriunda de iluviação, de argila formada *in situ* ou da perda de argila por remoção. Phillips (2004) propôs que o contraste textural observado em muitos solos pode ter origem de causas geogênicas ou pedogênicas.

Visto que, não se pode afirmar se ocorre ou não intensa formação de argilãs de iluviação, os processos de maior relevância observados nos solos desta sequência são: a) minerais em processo de alteração, que quando dissolvidos formam microestrutura cavitária com poros do tipo cavidades; b) re-arranjo da massa basal, caracterizado pela frequência elevada de argilãs de estresse (Figura 76). As pápulas, assim como, os revestimentos e preenchimentos de argila nos perfis desta sequência indicam a possível participação destas pedofeições na cerosidade verificada em campo.

Na Tabela 23 é apresentada a descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topossequência T3, com fotomicrografias obtidas com luz XPL (polarizador e analisador), PPL (polarizador) e refletida inclinada.

O esqueleto dos solos da sequência T3 é composto por feldspatos potássicos e plagioclásios cálcio-sódicos com vários estádios de alteração e com indicação de processo de dissolução (Figura 80). A ilmenita e a magnetita também fazem parte do esqueleto desses solos, entretanto a ilmenita parece estar presente em maior quantidade. Os piroxênios estão presentes em pequena quantidade em alguns solos e o quartzo também ocorre em pequena quantidade, a exceção dos horizontes do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - T3P4. No esqueleto dos solos verifica-se a presença de vidro vulcânico, que possivelmente é herdado do material de origem, visto que, também é observado na rocha (Figura 77).

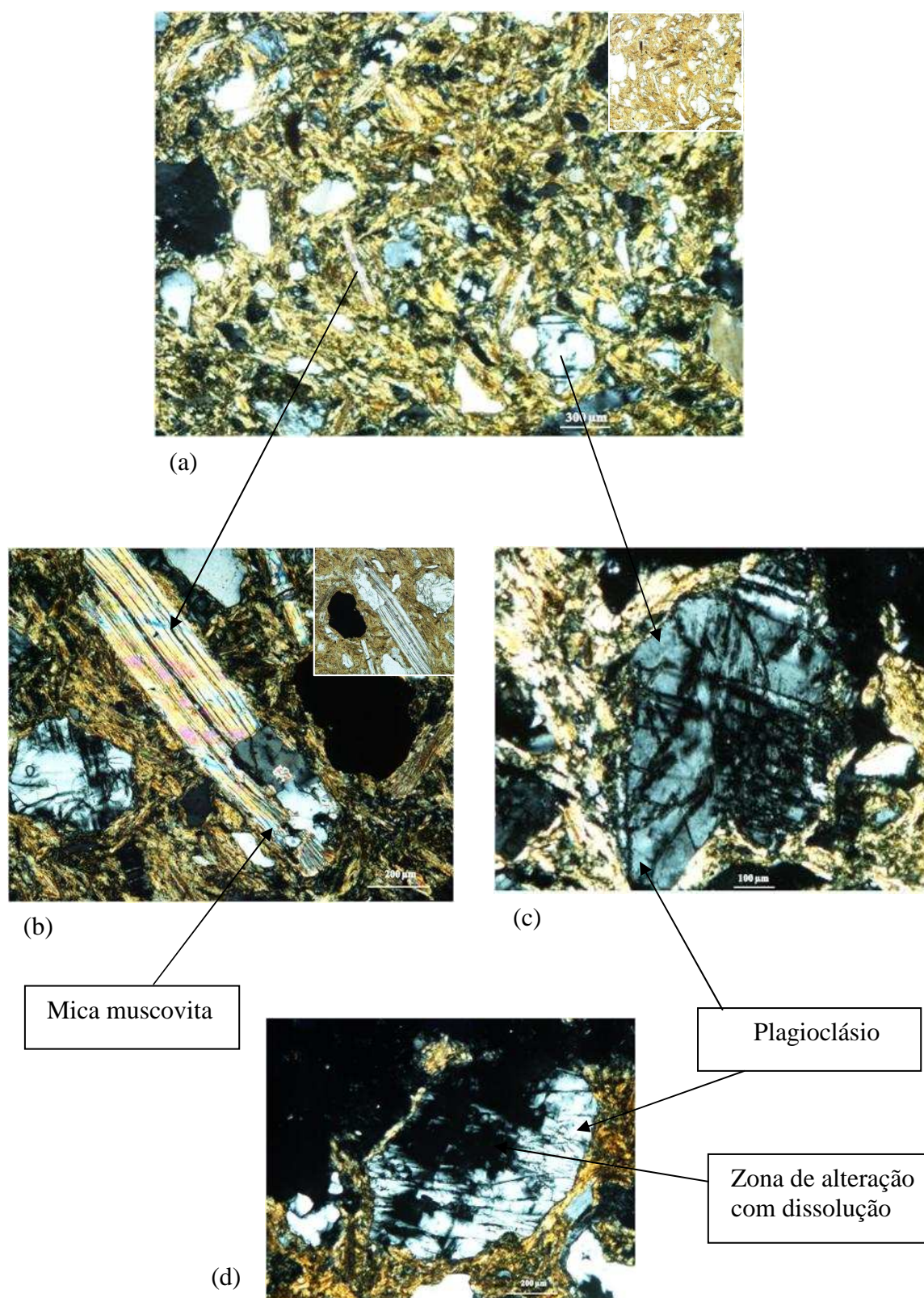


Figura 74. Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bi1 do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P1), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial recoberto por mica, principalmente, muscovita, com trama porfírica fechada; b) aumento do fundo matricial, com mica e feldspatos potássicos aprisionados no plasma; c) plagioclásio cálcio-sódico com áreas de alteração; d) plagioclásio com estágio avançado de alteração.

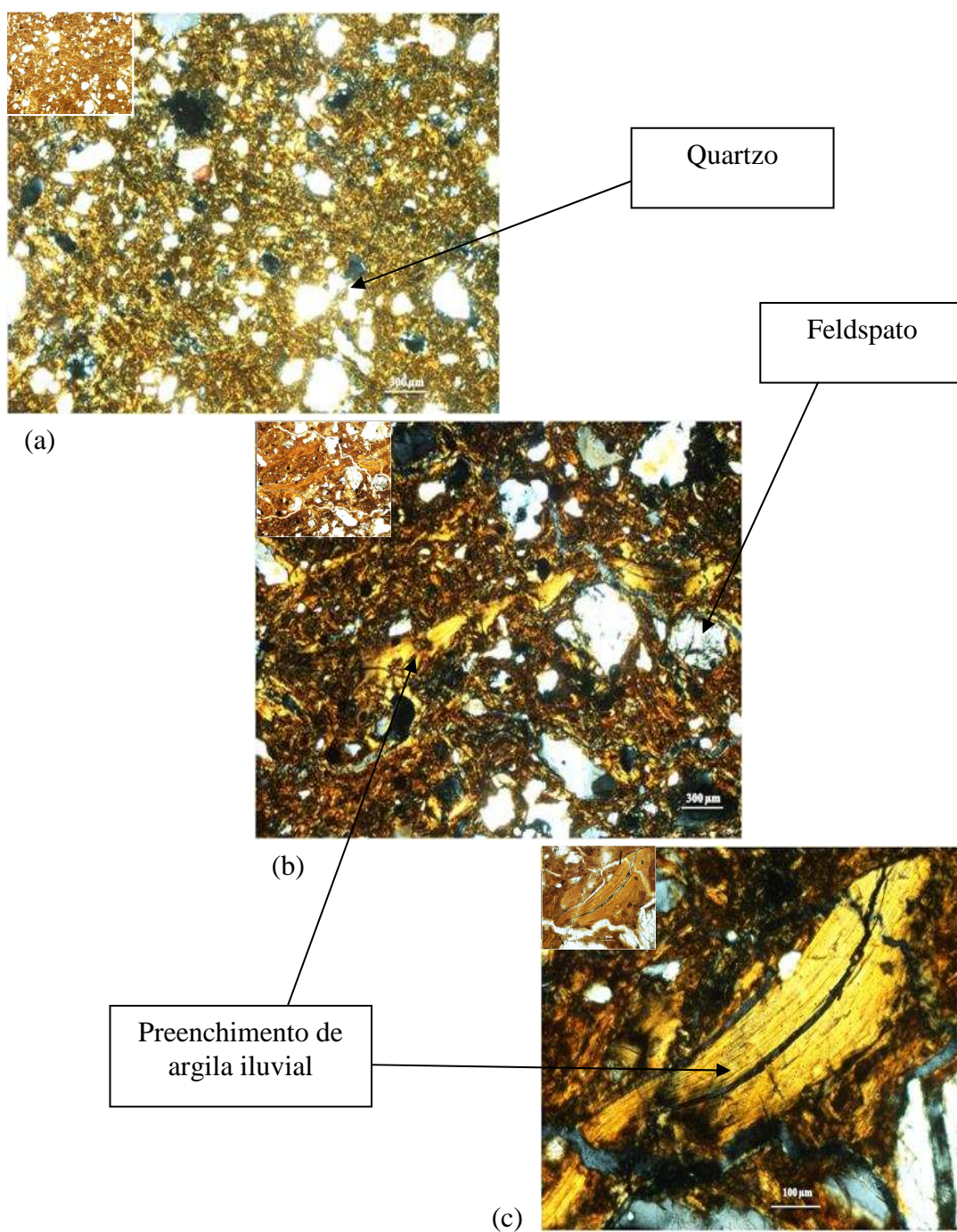


Figura 75. Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bi1 do CAMBISSOLO HÁPLICO (T2P3), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial composto por mica incorporada ao plasma, com presença de grãos de quartzo e feldspatos potássicos; b) preenchimento denso de argila iluvial com orientação moderada; c) preenchimento iluvial fragmentado (pápulas) com forte orientação.

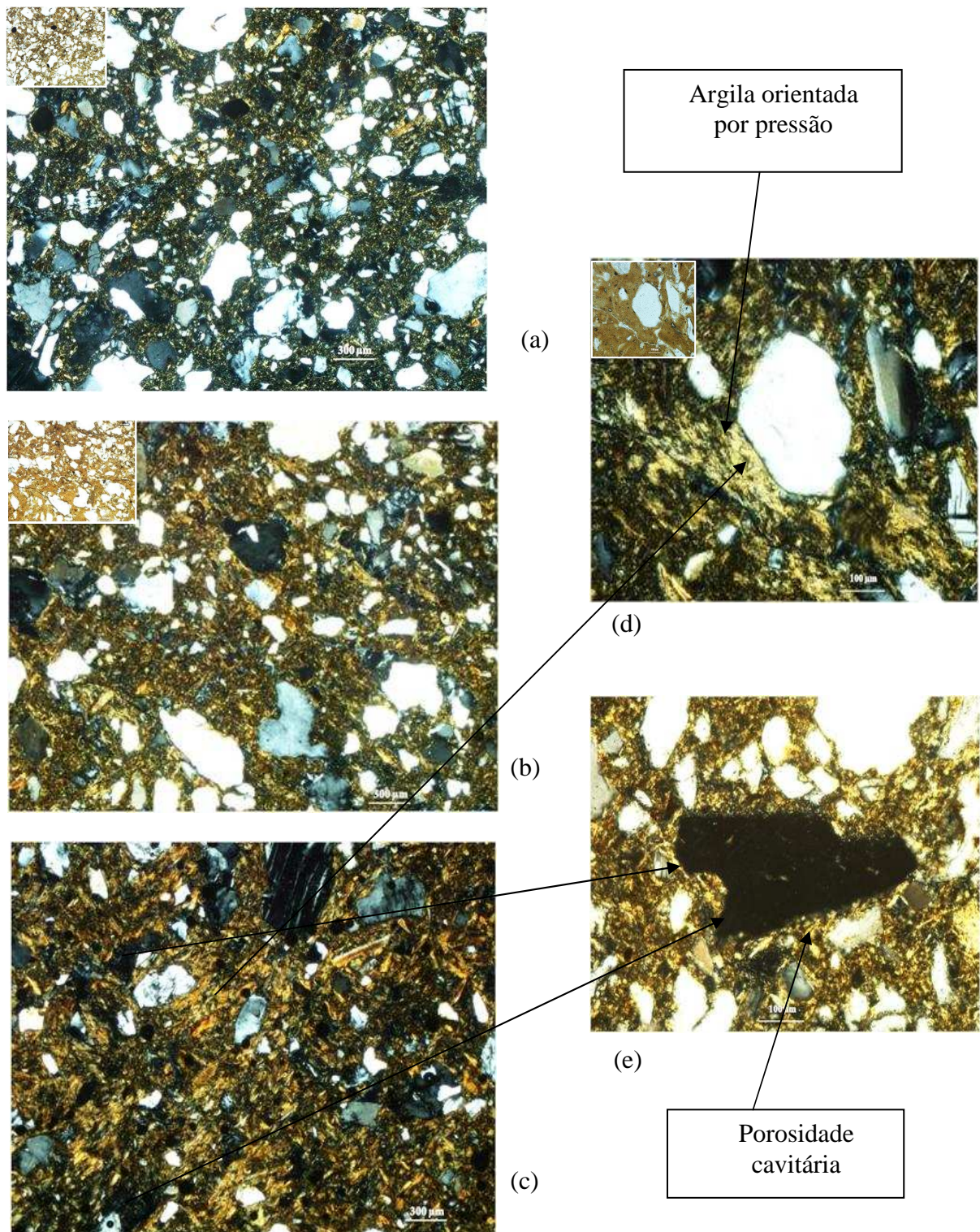


Figura 76. Fotomicrografias (XPL) dos horizontes BA, Bt1 e Bt2 do ARGISSOLO AMARELO (T2P4), com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial do horizonte BA com trama porfírica de espaçamento simples; b) fundo matricial do horizonte Bt1 com trama porfírica de espaçamento simples; c) fundo matricial do horizonte Bt2, com trama porfírica fechada; d) fabrica birrefringente do horizonte Bt2; e) poros do tipo cavidade presente no horizonte Bt2.

A distribuição relacionada dos solos desta sequência é a porfírica, que apresenta variação de espaçamento simples, predominante, a espaçamento duplo, porém o horizonte A2 do NEOSSOLOS REGOLÍTICO apresenta trama porfírica aberta. Verifica-se na Tabela 23 que nos horizontes BA e Bt do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) ocorre a trama porfírica de espaçamento duplo, entretanto nos horizontes mais profundos a trama torna-se aberta, ou seja, porfírica de espaçamento simples (Figura 78). Observando a análise física deste solo se verifica que nos horizontes BA e Bt apresentam maior teor de argila, que provavelmente contribui para formação da trama mais densa.

A contextura da birrefringência aleatória e estriada (mono, poro ou grano) é verificada nos perfis desta sequência, com incidência variando de pouca, frequência e dominante (Tabela 23). Nos solos onde se verifica a contextura frequente e dominante observa-se a ocorrência significativa dos argilãs de estresse (argilãs de pressão), que são responsáveis pelo aspecto brilhoso observado em campo (cerosidade). Segundo Brewer (1964), os argilãs de estresse são formados pelas variações de umedecimento, que favorecem os mecanismos de contração e expansão, com conseqüente re-organização da argila do fundo matricial. Esta situação é especialmente potencializada nesta sequência por apresentar minerais de argila 2:1.

A microestrutura dominante nos perfis é a com agregação (pédica) em blocos angulares e subangulares, com grau de desenvolvimento de moderado a forte. A porosidade é tipo planar com presença de cavidades. À medida que ocorre a dissolução dos minerais primários formam-se espaços vazios (cavidades), que com a intensificação do processo, se interligam e transformam a distribuição relativa em trama aberta. Porém, o processo de dissolução que gera a porosidade cavitária contribui para o processo de iluviação, que tende a seguir com mais intensidade, revestindo extensões maiores das paredes dos poros (Vidal-Torrado et al., 2006).

As feições de iluviação nos solos da sequência T3 são constituídas por revestimentos e preenchimento de argila, silte e ferro, com elevada frequência, e hiporrevestimentos de ferro em menor frequência. Entretanto, essas pedofeições são mais evidentes nos agregados de maior granulometria, que são compostos pelos minerais que fazem parte do esqueleto (Figura 77). Os argilãs de iluviação observados na massa matricial encontram-se, frequentemente, fragmentados e deformados (pápulas), sugerindo forte ação dos argilominerais 2:1 na pedoturbação pela contração e expansão (Figura 80). Com a continuação deste processo tanto os fragmentos de argila iluvial, quanto à argila formada por pressão (fábrica birrefringente), posteriormente, podem ser incorporados a massa do solo, destruindo os indícios de iluviação.

Dentro dos agregados formados por material de maior granulometria, as feições de iluviação estão preservadas e em abundância, uma vez que, esses agregados são formados por material que não foi afetado pelos ciclos de expansão e contração. Na Figura 79 verifica-se no horizonte Bi2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) três fases distintas de iluviação: a) a iluviação de argila, na qual se observa a cor acinzentada; b) migração de argila com pequena quantidade de ferro, caracterizado pela cor laranja; c) iluviação de argila com expressiva quantidade de ferro, que apresenta coloração vermelho forte. Ao caracterizar a micromorfologia de Paleossolos com horizonte Btg, do Pleistoceno médio, no Norte da Itália, Kuhn et al. (2006) verificaram três fases distintas de iluviação de argila, sendo a primeira formada por iluviação de argila em conjunto com a fração silte. Com a evolução do solo as frações de maior granulometria diminuem, portanto observa-se na segunda fase a iluviação somente da fração argila. Em um terceiro momento, devido aos processos de umedecimento e secagem foram formados hiporrevestimentos de ferro e argila, sem sinal evidente de material grosseiro.

Na Tabela 23 registra-se a presença de hiporrevestimentos de ferro nos perfis de NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) e CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2 e T3P3). Os hiporrevestimentos são separações plásmicas que, segundo Brewer (1976), resultam da

reorganização *in situ* do plasma e de deformação plástica, induzida por ciclos de umedecimento e secagem.

Em topossequência com Argissolos e Latossolos, Moniz & Buol (1982) concluíram que o fluxo lateral de água favoreceu tanto a deformação plástica quanto o rearranjo da argila *in situ*. Diante dessas evidências estima-se que o fluxo lateral de água, favorecido pela geoforma côncava da sequência T3 e a mineralogia de argila 2:1 dos perfis, exerce forte influência no processo de iluviação e na formação de argilãs de estresse, em decorrência aos ciclos de umedecimento e secagem.

Observa-se elevada frequência de compostos de ferro na forma de nódulos cristalinos, com predomínio de amorfos (Tabela 23). Por se tratarem de solos de baixo grau de intemperização a quantidade de ferro encontrada é oriunda da transformação dos minerais primários, concomitante, com condições de menor acidez e preservação de bases na solução do solo, que contribuem para preservação do Fe no sistema e sua precipitação formando revestimentos, hiporrevestimentos, preenchimento e nódulos (Figuras 79 e 80). De acordo com Kabata-Pendias & Pendias (1985), o ambiente alcalino no solo contribui para diminuição da solubilidade do ferro. As pápulas são verificadas com frequência em todos os solos, com exceção, do horizonte BA do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - T3P4. A presença dos minerais 2:1 favorece a fragmentação e deformação dos argilãs, visto que estes minerais favorecem os processos de contração e expansão da massa do solo.

Através da Tabela 23 pode-se verificar a presença de hiporrevestimentos de ferro no NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) e CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2 e T3P3). Os hiporrevestimentos são separações plásmicas, que segundo Brewer (1976) resultam da reorganização *in situ* do plasma e de deformação plástica, induzida por ciclos de umedecimento e secagem. Em topossequência com Argissolos e Latossolos, Moniz & Buol (1982), concluíram que o fluxo lateral de água favoreceu tanto a deformação plástica quanto o rearranjo da argila *in situ*. Diante dessas evidências estima-se que o fluxo lateral de água, favorecido pela geoforma côncava da sequência T3 e a mineralogia de argila 2:1 dos perfis, exerce forte influência no processo de iluviação e na formação de argilãs de estresse, em decorrência aos ciclos de umedecimento e secagem.

A descrição micromorfológica dos horizontes dos perfis da sequência T3 permite constatar: a) baixo grau de alteração dos minerais primários; b) liberação de Fe advindo da alteração dos minerais; c) processo de iluviação frequente. A ocorrência de frequentes argilãs de iluviação indica a participação destas pedofeições na cerosidade observada nos perfis dessa sequência. A micromorfologia também mostra nos horizontes Ap (T3P3) e A2 (T3P1) aspectos associados a horizonte subsuperficial, como os argilãs de iluviação, argilãs de estresse e pápulas. Tal fato confirma o efeito da erosão registrada a campo que causou a remoção de grande parte dos horizontes superficiais originais, em todos os solos desta sequência.

A presença de minerais primários no solo, assim como, de argilominerais 2:1, confirma o baixo grau de intemperismo e sugere a ocorrência da transição do processo de fersialitização para ferruginização, nos solos desta sequência. De acordo com Bourgeon (1992), a pedogênese fersialítica em meio tropical é uma pedogênese primária, essencialmente controlada pelo clima, e notadamente pelo pedoclima, e secundariamente, pela litologia.

Tabela 23. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos solos da topolitossequência T3.

Hor ⁽¹⁾	Quantidade de Grãos Minerai ⁽²⁾	PDR ⁽³⁾	Contextura ⁽²⁾	Microestrutura	Poros	Quantidade de Pedofeições ⁽⁴⁾
TOPOLITOSSEQUÊNCIA T3						
NEOSSOLO REGOLÍTICO - P1						
A2	Pouco piroxênio, feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, ilmenita e magnetita.	Porfírica aberta.	Aleatória com fraca orientação, frequente.	Blocos angulares e subangulares moderadamente desenvolvidos.	Planares.	Muito abundantes revestimentos de argila típicos e crescentes, e muitos revestimentos de argila e ferro, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos externos de grãos, muitos preenchimentos densos de argila com ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e concêntricos, e ocasionais nódulos pseudomorfos de feldspatos, calcedônia e quartzo, abundantes pápulas.
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - P2						
BA	Pouco piroxênio, feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento duplo.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Muitos revestimentos de argila e ferro típicos, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos externos de poros e grãos, muitos preenchimentos densos de argila com silte e ferro, muitos nódulos ferruginosos típicos, pseudomorfos de magnetita, abundantes pápulas.
Bt1	Pouco feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento duplo.	Aleatória e paraleloestriada com fraca orientação, frequente	Blocos angulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Muitos revestimentos de argila e ferro típicos, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos e externos de poros e grãos, muitos preenchimentos densos de argila com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de magnetita e ilmenita, abundantes pápulas.
Bt2	Pouco feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico e ilmenita, comum magnetita.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, muito dominante.	Blocos angulares fortemente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Abundantes revestimentos de argila e ferro típicos e crescentes, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos, muitos preenchimentos densos de argila com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de magnetita e ilmenita, ocasionais pápulas.
BC	Pouco feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, comum ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória e paraleloestriada com forte orientação, dominante.	Blocos angulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Muitos revestimentos de argila e ferro típicos, crescentes e grãos, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos, muitos preenchimentos densos de argila com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de magnetita e ilmenita, ocasionais pápulas.

Continua.

Tabela 23. Continuação.

Hor ⁽¹⁾	Quantidade de Grãos Minerais ⁽²⁾	PDR ⁽³⁾	Contextura ⁽²⁾	Microestrutura	Poros	Quantidade de Pedofeições ⁽⁴⁾
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - P3						
A	Pouco piroxênio, feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória com fraca orientação, muito pouco.	Blocos angulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de magnetita e ilmenita, ocasionais excrementos elipsoidais e pápulas.
BA	Muito pouco piroxênio, pouco feldspato potássico e quartzo, frequente plagioclásio cálcio-sódico, ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória e monoestriada com fraca orientação, pouco.	Blocos angulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila típicos e preenchimentos densos de argila, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de magnetita e ilmenita, muitas pápulas.
Bt	Pouco feldspato e quartzo, frequente ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória e monoestriada com forte orientação, frequente.	Blocos angulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e algumas cavidades.	Muitos revestimentos de argila e ferro típicos, ocasionais hiporrevestimentos de ferro típicos e preenchimentos densos de argila, com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de calcedônia, magnetita e ilmenita, muitas pápulas.
CHERNOSSOLO ARGILÚVICO - P4						
BA	Pouco feldspato e quartzo, frequente ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória com fraca orientação, pouco.	Blocos angulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila e ferro típicos e crescentes, raros preenchimentos densos de argila com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de magnetita e ilmenita.
Bt1	Pouco feldspato, comum ilmenita e magnetita, dominante quartzo.	Porfírica de espaçamento simples.	Aleatória com moderada orientação, frequente.	Blocos angulares moderadamente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Abundantes revestimentos de argila e ferro típicos e crescentes, muitos preenchimentos densos de argila com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de calcedônia e magnetita.
Bt2	Frequente feldspato, comum ilmenita, magnetita e quartzo.	Porfírica de espaçamento duplo.	Mosaico de poroestriada, granoestriada e aleatória, com forte orientação, dominante.	Blocos angulares fortemente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Muitos revestimentos de argila e ferro típicos e crescentes, raros preenchimentos densos de argila com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de calcedônia, magnetita e ilmenita, muitas pápulas.
BC	Frequente feldspato e quartzo, comum ilmenita e magnetita.	Porfírica de espaçamento duplo.	Mosaico de poroestriada, granoestriada e aleatória, com forte orientação, dominante.	Blocos angulares fortemente desenvolvidos.	Planares e cavidades.	Ocasionais revestimentos de argila e ferro típicos e crescentes, ocasionais preenchimentos densos de argila com silte e ferro, abundantes nódulos ferruginosos típicos e pseudomorfos de feldspatos, calcedônia, magnetita e ilmenita, muitas pápulas.

(1)Horizonte classificado em campo; (2)muito pouco= < 5%, (2)pouco= 5 a 15%; (2)frequente= 15 a 30%; (2)comum= 30 a 50%; (2)dominante= 50 a 70%; (3)Padrão de distribuição relacionado; (4)raro= 2%;

(4)ocasional= 2 a 5%; (4)muito= 5 a 10%; (4)abundante= 10 a 20%; (4)muito abundante= > 20%.

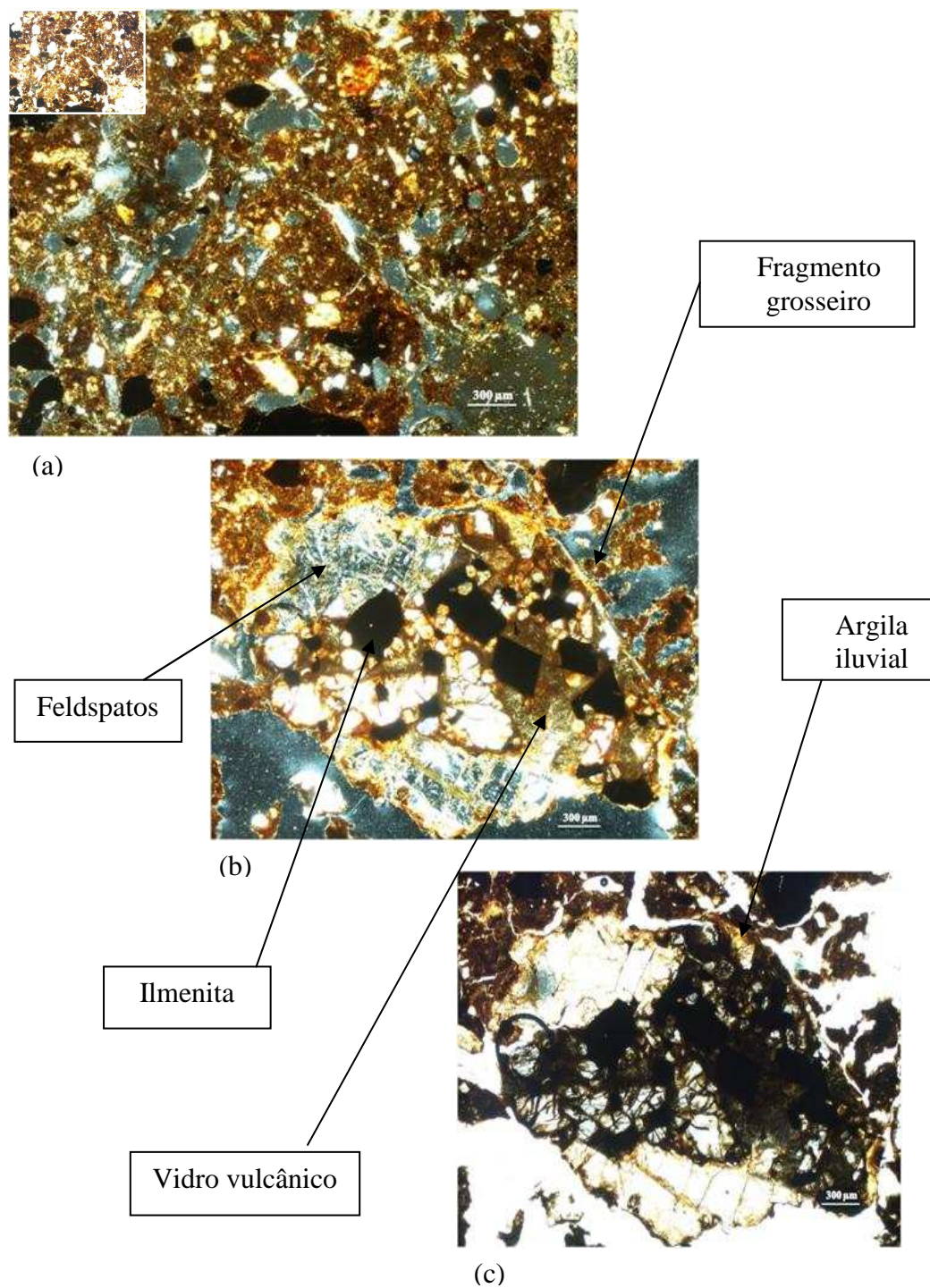


Figura 77. Fotomicrografias do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) com detalhes sob luz PPL; a) fundo matricial do horizonte A2 com trama porfírica aberta, sob luz XPL; b) fragmento grosso formado por minerais primários sob luz XPL; c) fragmento grosso com argila iluvial preservada sob luz PPL.

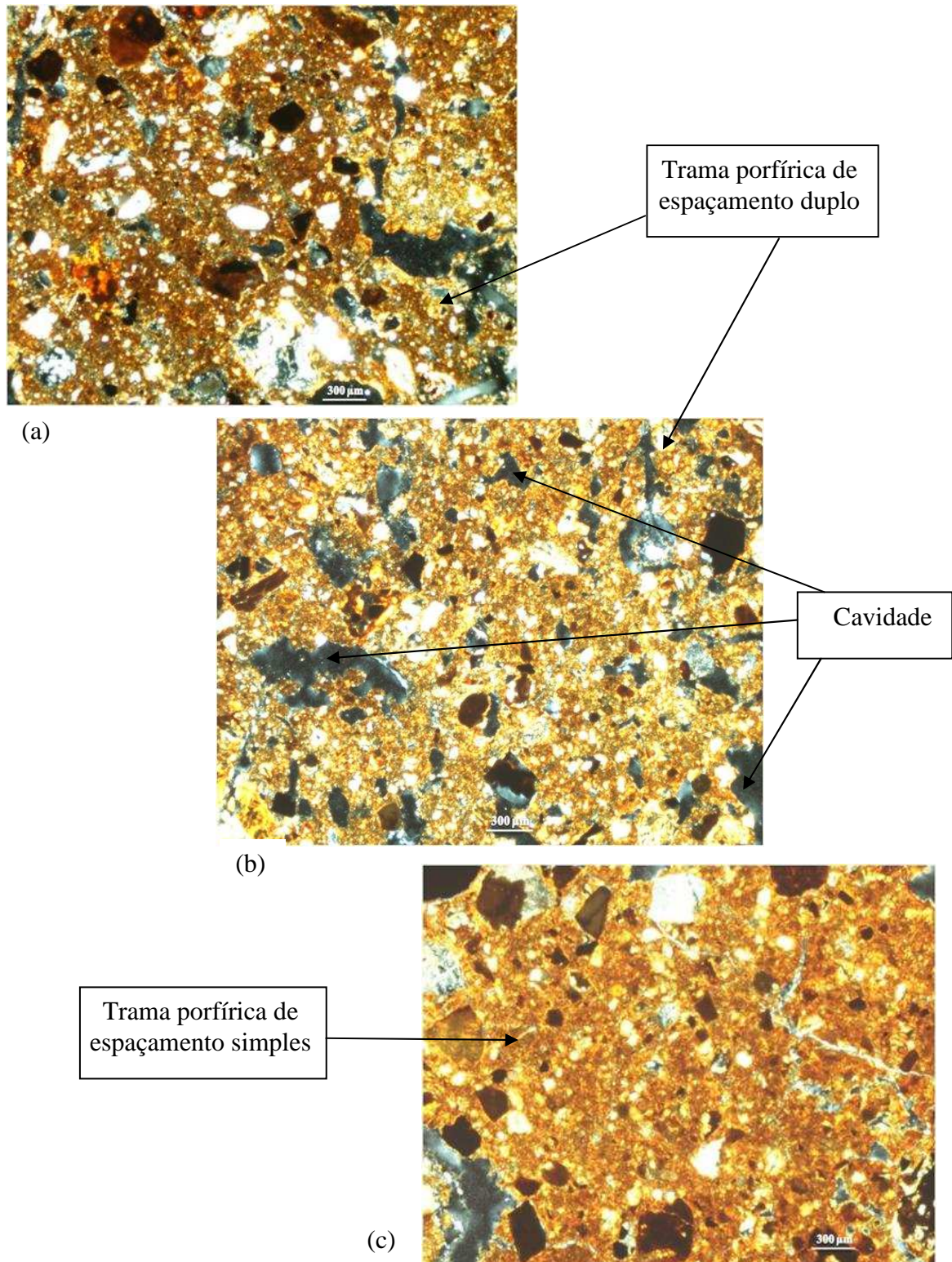


Figura 78. Fotomicrografias (XPL) dos horizontes Bt1, Bt2 e BC do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2); a) fundo matricial do horizonte Bt1 com trama porfírica de espaçamento duplo; b) fundo matricial do horizonte Bt2 com trama porfírica de espaçamento duplo; c) fundo matricial do horizonte BC com trama porfírica de espaçamento simples.

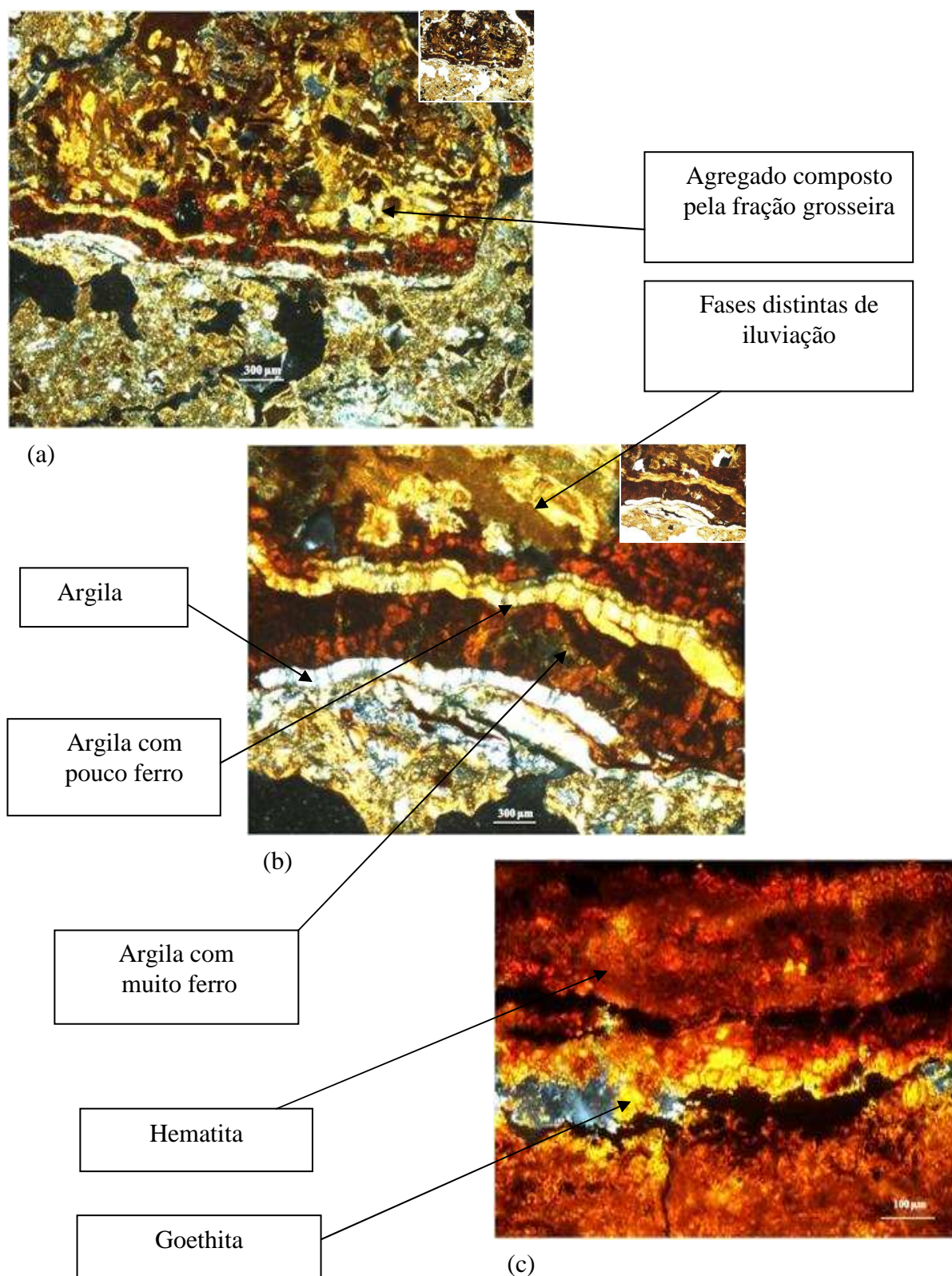


Figura 79. Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bt2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) com detalhe sob luz PPL; a) agregado formado por minerais primários; b) detalhe das fases distintas de iluviação; c) detalhe de um nódulo de ferro com formação de hematita e goethita.

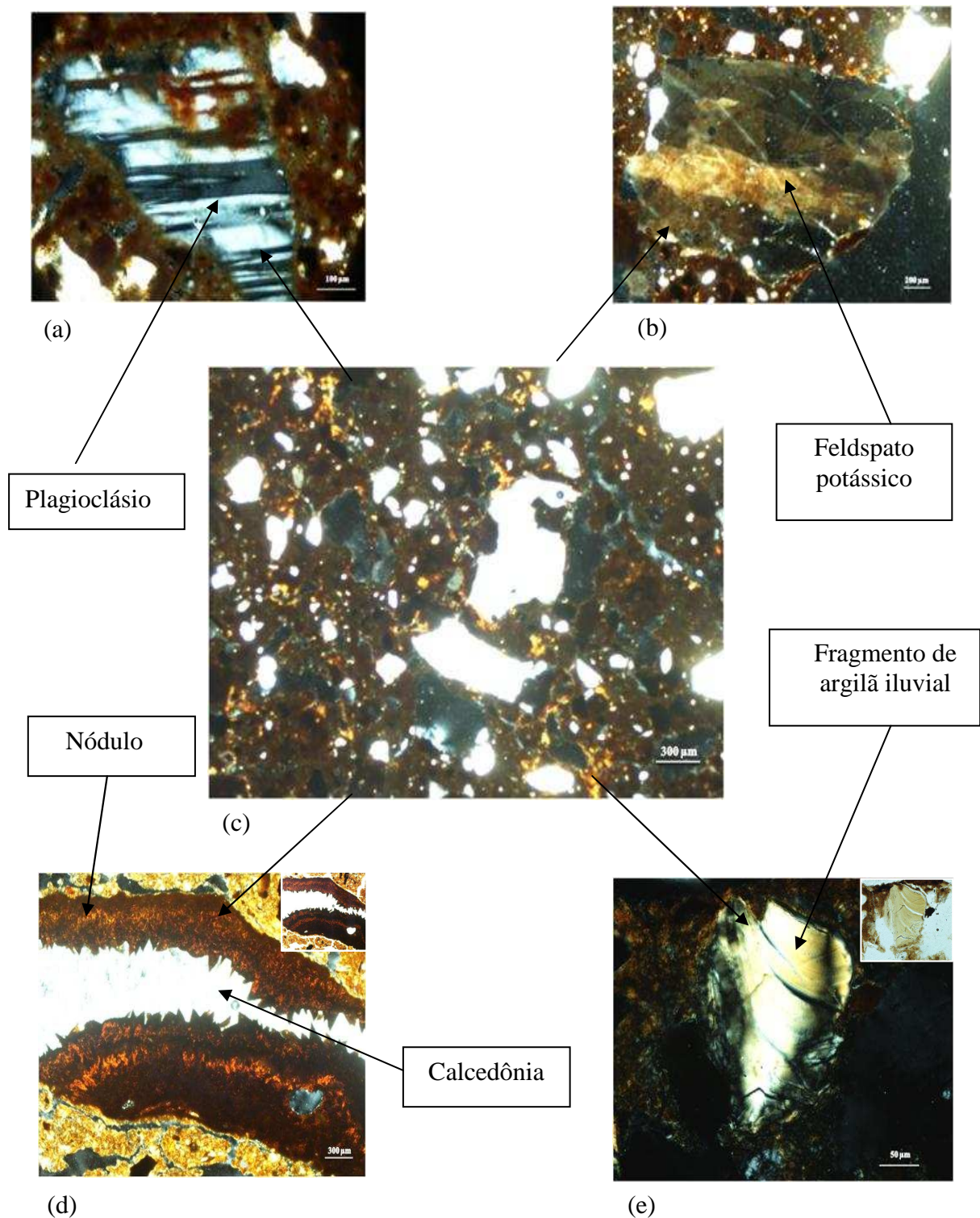


Figura 80. Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bt1 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4); a) plagioclásio cálcico mergulhado no fundo matricial; b) feldspatos potássico observado no fundo matricial; c) fundo matricial com trama porfírica de espaçamento simples; d) nódulo de ferro revestindo o mineral de calcedônia; e) argilã iluvial fragmentado e deformado (pápulas).

4.10 Sequência de Alterações das Rochas Básicas e Pedogênese

As fotomicrografias das amostras das rochas das sequências T1 e T3 foram obtidas sob luz XPL (polarizador e analisador), PPL (polarizador) e refletida inclinada. Em função dos teores de sílica, quantificados pelo raio X por fluorescência, as amostras das rochas T1 e T3 são classificadas como básicas, devido os teores de 51% e 48,2% de sílica, respectivamente. Segundo Pirsson (1952), as rochas básicas apresentam valores de sílica variando entre 45 a 52% de sílica, sendo divididas em vulcânicas, plutônicas e hipoabissais. A rocha T2 precursora dos solos da T2 foi identificada no campo como muscovita-biotita gnaiss (Nummer, informação pessoal).

Para identificação das duas amostras de rochas básicas em T1 e T3 foram feitas observações em lâminas petrológicas, nas quais se constata para ambas a mesma composição mineralógica, com diferenças na granulometria dos seus minerais constituintes. A amostra de rocha em T1 com granulação mais fina é identificada como rocha básica vulcânica basalto, já a amostra de rocha em T3 apresenta granulação mais grossa, como rocha básica plutônica gabro (Figura 81).

De acordo com Potsch (1954), o basalto apresenta composição mineralógica formada por minerais de silício, alumínio e ferro, na forma de piroxênios (augita), plagioclásios (labradorita) e magnetita. A composição química aproximada do basalto é de 43 a 47% de SiO₂, 11 a 13% de Al₂O₃, 10 a 12% de CaO e 8 a 10% de MgO, além de outros óxidos que estão presentes em percentagens inferiores a 5% (Militky et al., 2002). Em basalto de São Martinho da Serra no Rio Grande do Sul, Michelin et al. (2008), verificaram aproximadamente 48% de plagioclásio, 40% de piroxênio (augita), além de minerais opacos, principalmente titanita. Em estudo dos elementos da geoquímica da rocha do Maciço Ígneo de Sines no litoral de Portugal, Canilho (1989), verificou em gabro a composição de piroxênio (augita e salita), anfíbolios, plagioclásios (albita), biotita, minerais opacos (magnetita e ilmenita) e olivina que embora, pouco frequente parece muito fraturada e com nítida alteração serpentínica.

Na composição mineralógica observa-se predomínio dos plagioclásios cálcio-sódico, seguido de feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio), óxidos litogênicos (magnetita e ilmenita), piroxênio (augita), olivina em pequena quantidade e carbonatos com rara frequência. Também se verifica material criptocristalino de coloração cinza escura, com minúsculos pedaços de minerais inseridos em sua massa, sendo identificado como vidro vulcânico, porém observa-se maior frequência deste material na amostra de rocha da T3.

Segundo Gislason & Oelkers (2003), o vidro vulcânico e a olivina são as primeiras fases minerais que marcam a alteração de basaltos, podendo ser substituídos por produtos de sua alteração. Ávila (2000), estudando gabro-diabásio em São João Del Rei no Estado de Minas Gerais, encontraram vidro vulcânico quase que completamente alterado para um argilomineral, possuindo aspecto intersticial, preenchendo os espaços entre os grãos de plagioclásio e os de piroxênio.

Foi feita a análise de microscopia eletrônica de varredura - MEV nos pontos 2, 3, 4, 5, 6 e 7 da lâmina petrográfica da amostra de rocha da T3 (Figura 82) para quantificação dos teores dos elementos químicos nos minerais. A classificação dos minerais foi feita de acordo com Deer et al. (1966), utilizando os teores dos elementos químicos dos minerais na amostra de rocha (Tabela 24).

Os teores de ferro, cálcio e magnésio verificados na amostra de rocha, indicam trata-se de piroxênios, provavelmente, a augita. O plagioclásio é classificado, de acordo com os seus teores de cálcio e sódio, como intermediário entre a labradorita e a andesina, sendo mais próximo da primeira. A classificação da ilmenita é realizada pelo elevado teor de titânio e a do vidro vulcânico pelos teores variados dos íons avaliados.

Tabela 24. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura-MEV dos minerais na rocha T3.

Pontos analisados	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Ti	Mn	Mineral na rocha
	------(%)-----									
2	1,13	0,42	43,55	0,14	2,69	0,00	0,01	51,78	0,61	Ilmenita
3	53,13	5,15	11,22	15,62	12,33	1,23	0,17	1,02	0,16	Piroxênio
4	55,51	28,47	0,27	9,97	0,29	4,84	0,41	0,07	0,08	Plagioclásio
5	55,72	2,48	6,85	14,53	18,37	0,83	0,00	0,92	0,21	Piroxênio
6	62,67	15,10	8,46	3,39	2,58	4,20	2,46	1,09	0,03	Vidro Vulcânico
7	57,49	12,80	11,77	7,57	1,62	3,54	3,97	1,04	0,10	Vidro Vulcânico

Verificam-se na Figura 81 as fases da alteração do mineral olivina, que se inicia ainda na rocha (T3). Observa-se que as alterações começam nas bordaduras e no interior das fraturas existente no mineral, atingindo posteriormente toda área. Brilha et al. (1995), estudando interestratificados clorita/sapronita e sapronita formados por alteração de olivinas em basaltos continentais em Lexim-Portugal, concluíram que a alteração inicia-se no decurso do arrefecimento da lava basáltica, com subsequente desenvolvimento das fraturas. Segundo os autores, essas fraturas favorecem a circulação de fluídos, a partir dos quais cristalizam os minerais derivados desta alteração.

Com a continuação do processo de alteração (Figura 83) ocorre à formação da sapronita, mineral de cor marrom, e com a intensificação do processo este mineral passa a apresentar coloração verde pardo, indicando a alteração da sapronita em clorita. Brilha (1997), estudando a cristalização e alteração pós-magmática no Complexo Vulcânico de Lisboa, observou que as características químicas dos minerais de argila que substituem total ou parcialmente as olivinas são idênticas às dos preenchimentos das fraturas (magnesiana no interior e ferrífera nas bordaduras). Tal fato sugeriu que a composição química dos fluídos não apresentou modificações significativas, entre o episódio do preenchimento das fraturas e o que desestabilizou as próprias olivinas.

Não se observa a presença de olivina nas amostras de rocha das sequências T1 e T3, visto que se trata de mineral de fácil intemperização e a sua alteração para clorita ocorre ainda na rocha. Quando atinge o solo a clorita é transformada em argilominerais 2:1, como nos solos da sequência T3, porém se as condições intempéricas forem intensas a clorita é transformada em argilominerais 1:1, como nos solos da sequência T1. Segundo Banfield et al. (1990), a esmectita, goethita ou hematita são reconhecidas como sendo fases de alteração de olivina e que tem sido encontradas ocupando micro-sistemas de dimensões nanométricas em solos com baixo grau de intemperização, até completar pseudofases da olivina original.

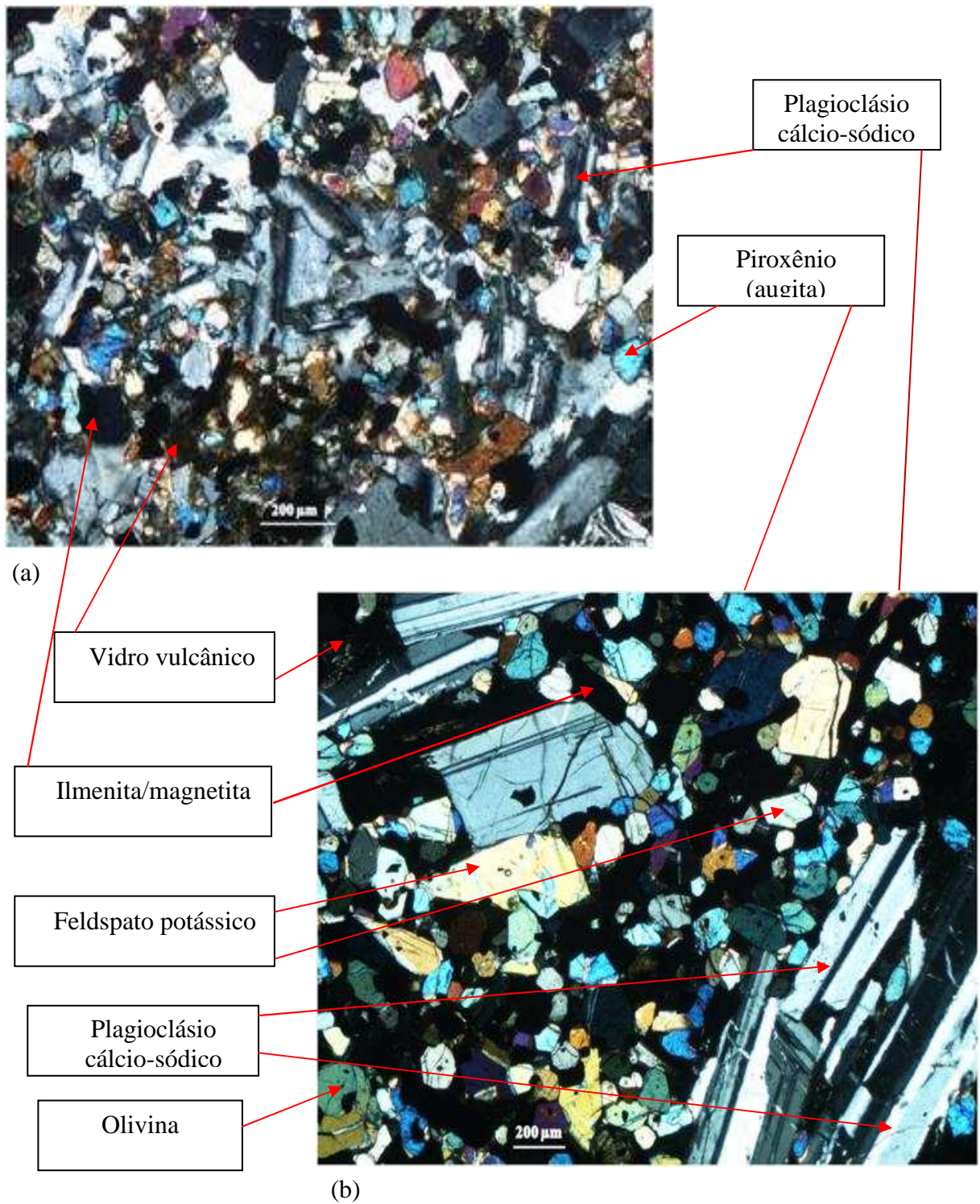


Figura 81. Fotomicrografias das rochas básicas estudadas sob luz XPL; a) rocha basalto (T1) com minerais de pequena granulação; b) rocha gabro (T3) com minerais de maior granulação.

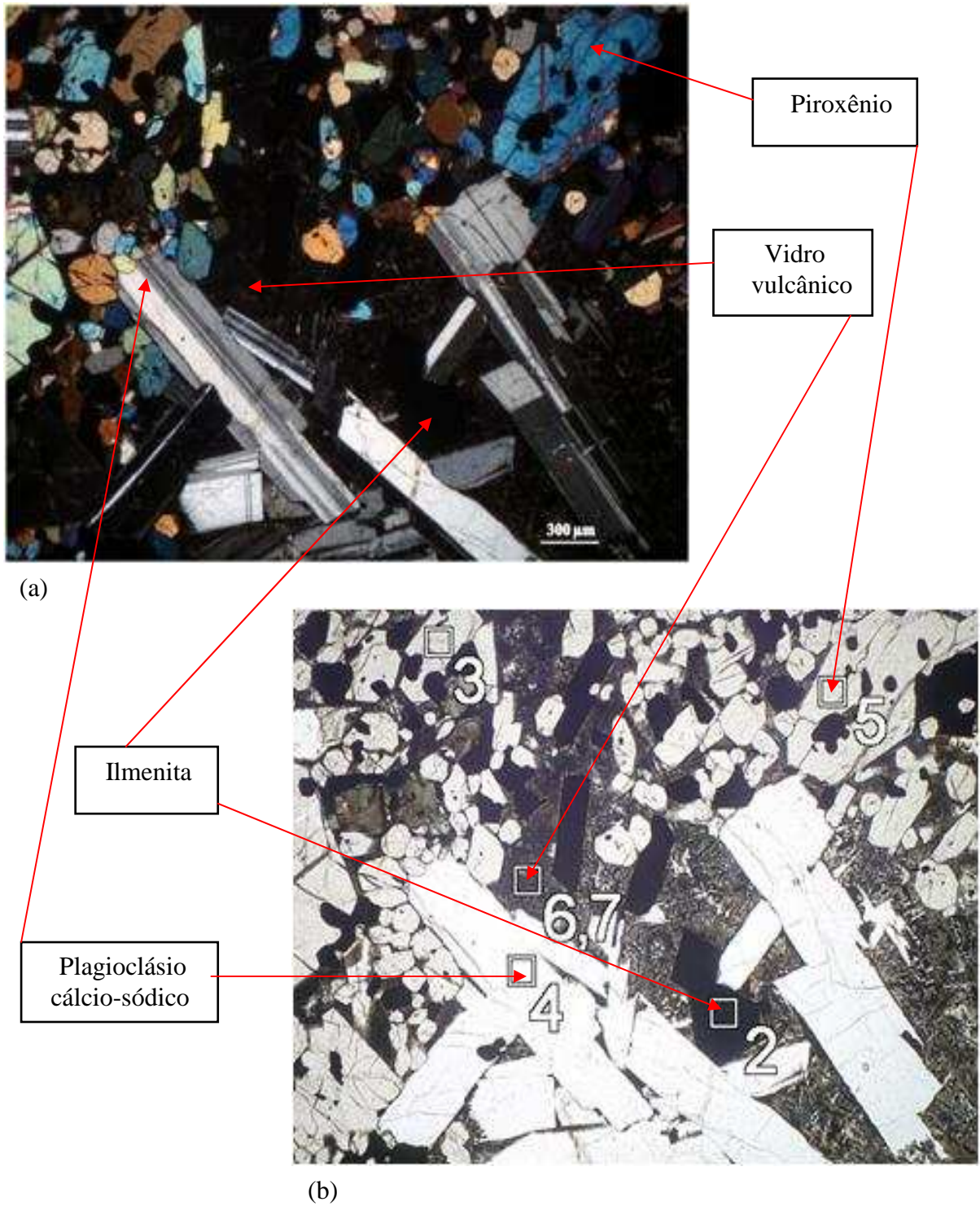


Figura 82. Fotomicrografias da rocha T3; (a) sob luz XPL; (b) pontos analisados em Microscopia de Eletrônica de Varredura- MEV, sob luz PPL.

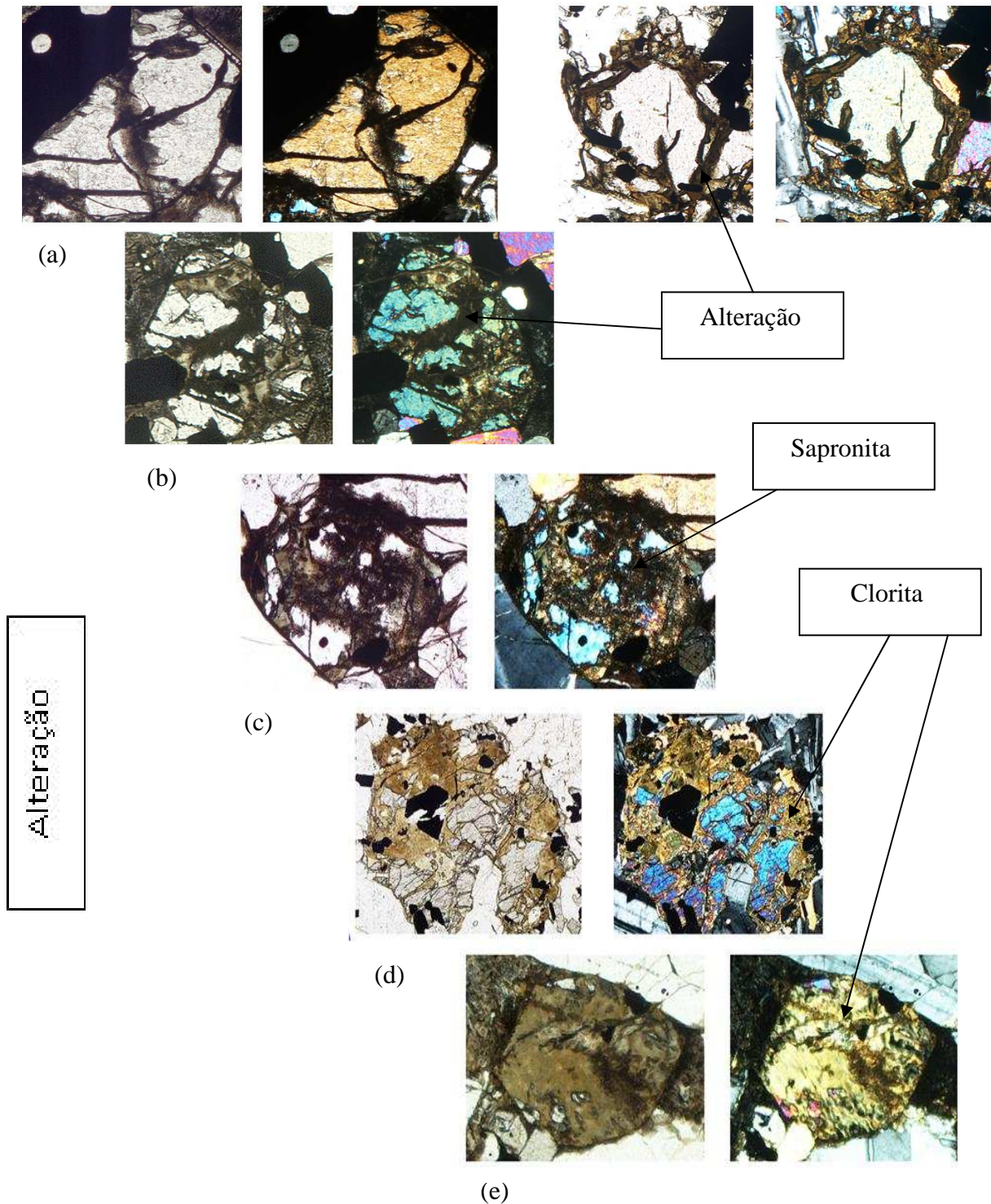


Figura 83. Fotomicrografias sob luz XPL e PPL das fases de alteração do mineral olivina da rocha T3; a) olivina com baixo grau de alteração; b) mineral com percentual elevado de área alterada; c) olivina alterada em sapronita (marrom escuro); d) alteração da sapronita em clorita (verde pardo); e) mineral clorita como fase final da alteração da olivina.

Na Tabela 25 são apresentados os resultados da análise química de microscopia eletrônica de varredura - MEV dos piroxênios no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1). Esses são classificados como augita (Deer et al., 1966), que devido ao processo de alteração é submetida à perda progressiva de Si, Ca, Mg, Na e Mn, com consecutivo acúmulo de Al, Fe, K e Ti, gerando localmente a dissolução de parte do mineral.

De acordo com Ewart (1982), a augita é o piroxênio cálcico dominante em basaltos que apresentam baixo teor de cálcio-alcálico. Estudando a evolução geoquímica em solos derivados de rochas serpentinizadas no Sudoeste de Minas Gerais, Vidal-Torrado et al. (2007), verificaram que durante o processo de alteração dos minerais, ocorreram perdas quase totais de Na, Ca e Mg nos solos. Ferreira et al. (2003) verificaram em rocha basalto da região de Tupaciguara em Minas Gerais, que ao longo do perfil e da rocha fresca os teores de Fe e Al parecem ser retidos na forma de óxido (hematita) e hidróxido (gibbsita), respectivamente, enquanto os piroxênios (augita) e os plagioclásios são alterados em caulinita.

O processo de alteração dos piroxênios inicia-se na rocha, onde o mineral já apresenta algumas fissuras. Já nos solos verifica-se estágio avançado de alteração, com consequente dissolução do mineral, acumulação de ferro (Figura 84) e formação do plasma do solo. A intensa alteração dos minerais se traduz na liberação do Fe^{+2} da estrutura cristalina dos piroxênios, sendo este oxidado a Fe^{+3} e consequente formação dos óxidos que tendem a se acumular no solo.

Simultaneamente a liberação do ferro ocorre à dissolução progressiva do mineral, que a princípio são fissuras finas e vão aumentando à medida que a dissolução se intensifica, com consequente formação da porosidade do solo. Estes poros vão sendo preenchidos pelo ferro liberado da alteração do próprio mineral, sendo concomitantemente adicionado mais ferro proveniente da alteração de outros minerais, formando aglomerações enriquecidas de ferro (nódulos), que por vez funcionam como proteção à alteração do piroxênio. Segundo Vidal-Torrado et al. (2006), a concentração de ferro localizada pode proteger o núcleo de fragmentos remanescentes de rocha da ação do intemperismo, preservando-os em seu interior, formando assim, um revestimento que pode levar à oclusão e proteção dos minerais primários.

Os plagioclásios cálcio-sódicos observados nos solos da T3 são classificados, segundo Deer et al. (1966), em intermediários entre labradorita e andesita. Na Tabela 26 é apresentada a composição química do plagioclásio do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1), indicando que o plagioclásio do ponto 1(c) apresenta os teores de cálcio (9,99%) e sódio (4,37%) elevados e à medida que ocorre a alteração em montmorilonita ou caulinita, estes teores diminuem paralelo ao aumento dos teores de Si e Al. O primeiro grau de alteração dos plagioclásios ocorre na rocha, traduzidos por um sistema de finas fraturas, que no solo tendem a progredir para fissuras maiores, com coloração amarelada devido ao hidróxido de Fe liberado durante a alteração. Segundo Gonçalves (1987), a alteração dos plagioclásios se inicia por uma microfissuração intensa e pelas microexpansões das linhas de clivagem, evidenciadas pela deposição de plasma ocre amarelado e ferruginoso.

Com a intensificação da alteração dos plagioclásios parte do mineral é dissolvida e a outra é transformada em montmorilonita e caulinita (Figura 85), com consequente formação do plasma do solo e liberação de ferro.

Segundo Delvigne (1965), em meio ferralítico a caulinita, haloisita e materiais amorfos são os produtos de alteração mais frequentes dos plagioclásios. Em estudo da alteração de plagioclásios na região de Piraju em São Paulo, Truffi & Clemente (2002), verificaram a alteração do plagioclásio em caulinita e preenchimento de material isotrópico (hematita e goethita) nas fraturas de alteração. Borchardt (1989) afirma que a formação de montmorilonita nos horizontes pode ser oriunda da alteração dos plagioclásios associada à restrição de drenagem, que garante maior atividade de silício e bases no sistema, suficiente, para favorecer a formação e persistência de esmectitas no solo.

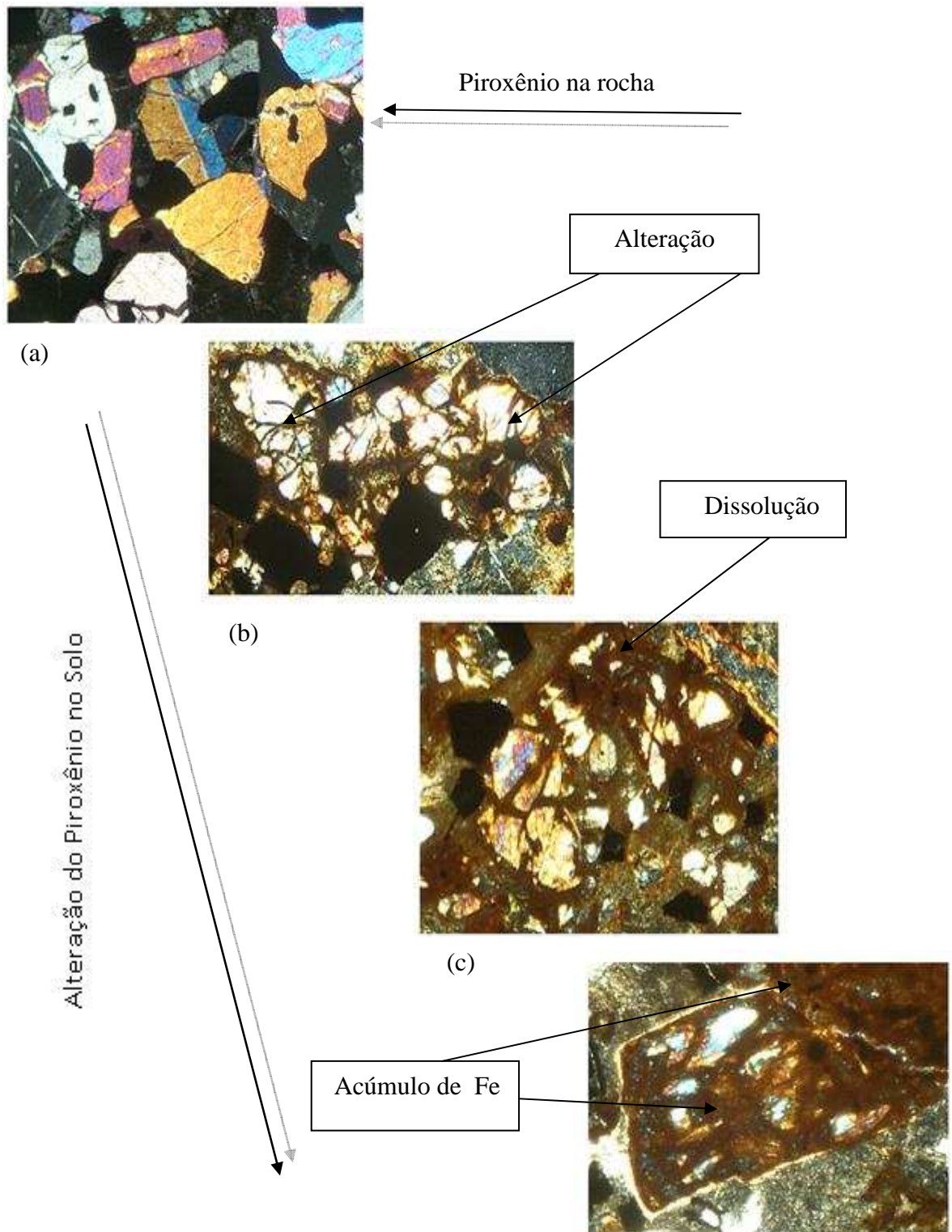


Figura 84. Fotomicrografias sob luz XPL do piroxênio (d) a T3 e do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1); a) piroxênio conservado na rocha; b) piroxênio no solo com baixo grau de alteração; c) piroxênio no solo com parte dissolvida e preenchida pelo ferro liberado dessa dissolução; d) grande parte do mineral dissolvido e com grande concentração de ferro.

Tabela 25. Teores de elementos químicos resultantes da análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV dos piroxênios no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) em distintos graus de alteração.

Pontos anali- sados	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Ti	Mn	Mineral na rocha	Alter- ção
	------(%)-----										
5	59,83	3,48	2,60	11,96	18,38	2,22	0,26	0,69	0,20	Piroxênio	Ausente
6	58,81	4,32	1,17	11,57	15,27	1,08	0,18	1,17	0,01	Piroxênio	Ausente
7	50,35	9,05	27,43	4,19	4,72	0,40	0,54	4,20	0,02	Piroxênio	Fraca
8	44,72	12,37	28,79	4,08	3,55	1,93	0,45	4,74	0,01	Piroxênio	Média
9	49,67	12,33	29,14	3,17	1,79	0,40	0,73	3,68	0,05	Piroxênio	Média
11	31,28	13,74	41,21	3,69	2,42	0,21	0,55	6,45	0,06	Piroxênio	Forte

Na Figura 86 observa-se que a argila se acumula nos “fantasmas do mineral plagioclásio”, ou seja, nos espaços vazios criados pela dissolução quase que total do mineral (pseudomórfico). A conservação desta forma primitiva dos plagioclásios, preenchida pela caulinita e ferro é verificada somente dentro dos agregados formados por fragmentos grossos, pois fora destes os plagioclásios encontram-se desintegrados. Segundo Glasmann & Simonson (1985), durante a dissolução dos plagioclásios há formação de cavidades que são preenchidos por hematita e goethita.

A alteração e dissolução dos plagioclásios favorecem o processo de iluviação, visto que a caulinita proveniente da alteração é iluviada através da porosidade devida à dissolução do mineral. No fragmento grosso dos solos da sequência T3, observa-se a preservação de feições indicativas de iluviação (Figura 86), sinalizando a ocorrência anterior deste processo de iluviação. Mesmo tratando-se de solos com presença de argilominerais 2:1, os cutãs de iluviação permanecem preservados nos fragmentos grossos, por não serem submetidos aos processos de contração e expansão, que ocorrem no plasma do solo e que a tendem a fragmentar, incorporar e destruir as feições de iluviação. Fora destas áreas preservadas, os cutãs de iluviação estão em estágio avançado de incorporação ao plasma, restando apenas fragmentos (Figura 92) como testemunha da ocorrência do processo de iluviação.

A argila iluvial observada no NEOSSOLO REGOLÍTICO (T1P3) proveniente da alteração dos plagioclásios apresenta distintas colorações e variações na composição química (Tabela 26). Observando a Figura 84 verifica-se que os baixos teores de ferro no ponto 1(a) e 1(b) são refletidos pela coloração cinza e amarela da argila. À medida que ocorre alteração dos minerais o teor do ferro aumenta no ponto 2(b) e a argila iluvial passa a apresentar cor vermelha. Os valores mais elevados de Si e Ca da argila iluvial deste ponto, indicam tratar de um mineral do tipo 2:1 (montmorilonita), o que é comprovada pela mineralogia da fração argila por raio X. As análises dos pontos 3(b) e 6(b) mostram que os valores dos elementos no vidro vulcânico apresentam variações com a alteração, aumentando os valores de Al e Ti.

Tabela 26. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV dos minerais e feições pedológicas observadas no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1).

Pontos Anali-sados	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Ti	Mn	Mineral/ Feição Pedológica
	------(%)-----									
1 (c)	55,41	28,45	0,67	9,99	0,00	4,37	0,41	0,21	0,01	Plagioclásio sem alteração
2 (c)	59,11	34,60	2,27	2,66	0,65	0,55	0,07	0,54	0,07	Plagioclásio alterado
3 (c)	56,97	40,44	0,56	0,65	0,96	0,24	0,08	0,02	0,08	Plagioclásio alterado
4 (b)	52,22	25,97	6,14	7,18	2,15	3,35	1,32	1,40	1,12	Plagioclásio pouco alterado
5 (b)	64,04	31,3	2,81	0,83	0,64	0,02	0,31	0,19	0,01	Plagioclásio alterado
1 (a)	56,22	37,08	0,32	1,21	2,43	1,36	0,08	0,09	0,04	Argila iluvial cinza
1 (b)	57,18	36,19	0,31	1,73	2,65	1,36	0,24	0,06	0,09	Caulinita iluvial amarela
2 (b)	70,05	19,54	5,51	7,18	0,04	0,07	2,34	0,27	0,05	Montmorilona iluvial vermelha
3 (b)	71,36	15,84	2,75	0,84	1,36	3,45	3,25	0,94	0,04	Vidro vulcânico*
6 (b)	55,39	36,37	0,01	0,75	2,31	0,04	0,05	4,78	0,06	Vidro vulcânico alterado

* Vidro vulcânico com aspecto semelhante ao encontrado na rocha de origem (T3).

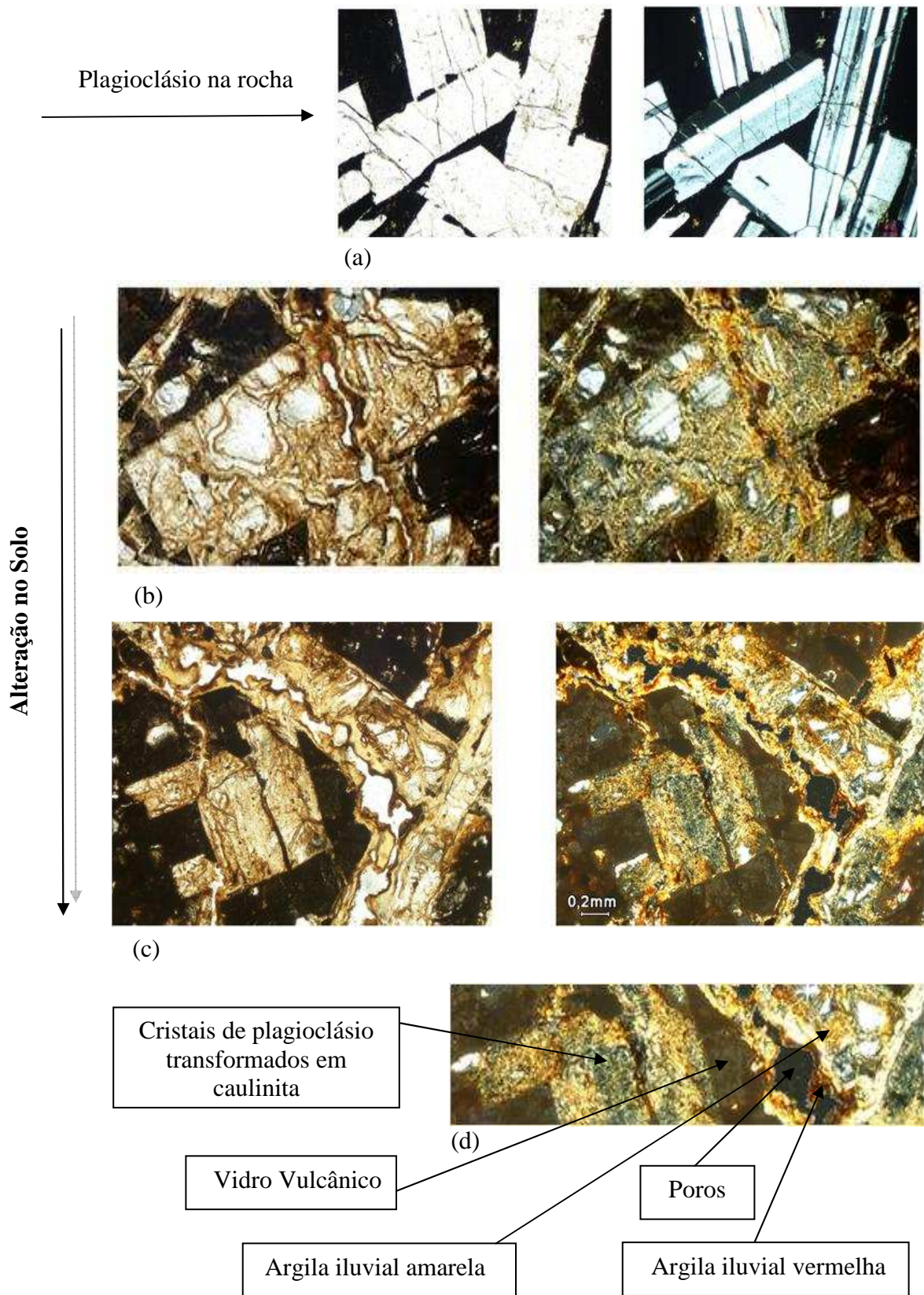


Figura 85. Fotomicrografias sob luz XPL e PPL na rocha T3 e no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1); a) plagioclásio na rocha; b) plagioclásio no solo em fase de alteração; c) plagioclásio no solo transformado em caulinita; d) detalhe da transformação.

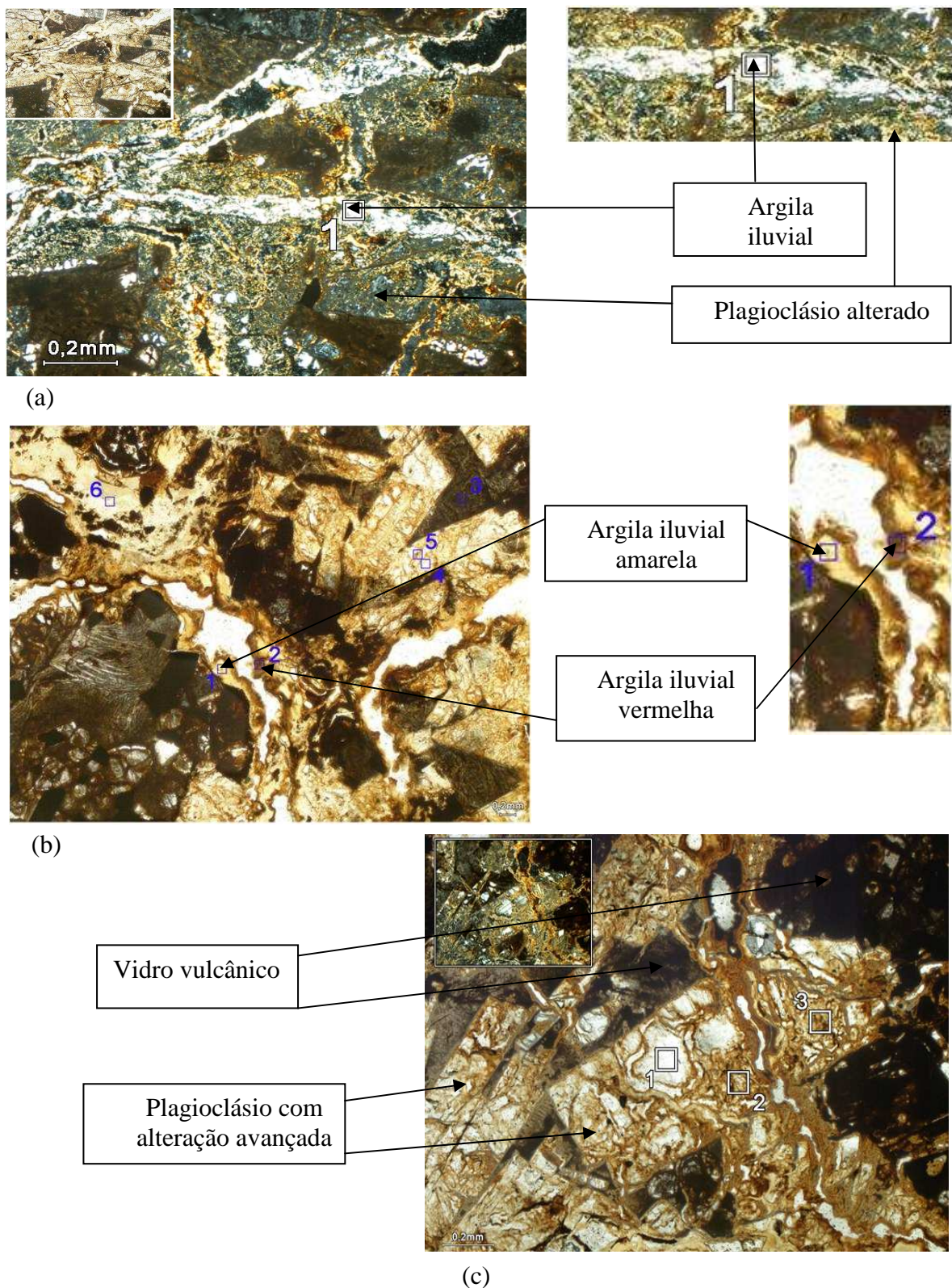


Figura 86. Fotomicrografias do fragmento grosso do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) formado principalmente por plagioclásio cálcico; a) iluviação preservada, sob luz XPL e detalhe sob luz PPL; b) fases distintas de argila iluvial preservada, sob luz PPL; c) plagioclásio com alteração avançada, com detalhe sob luz XPL.

Nas Figuras 87 e 88 verifica-se a presença de material de coloração escura, com área de alteração ora de cor vermelha, ora de cor branca. Entretanto, quando analisado pelo MEV observam-se diferenças quanto à composição química, tanto do mineral preservado quanto da zona de alteração, concluindo tratar-se de diferentes minerais (magnetita e ilmenita). Por se encontrarem no solo em conjunto, a identificação microscópica desses minerais é dificultada.

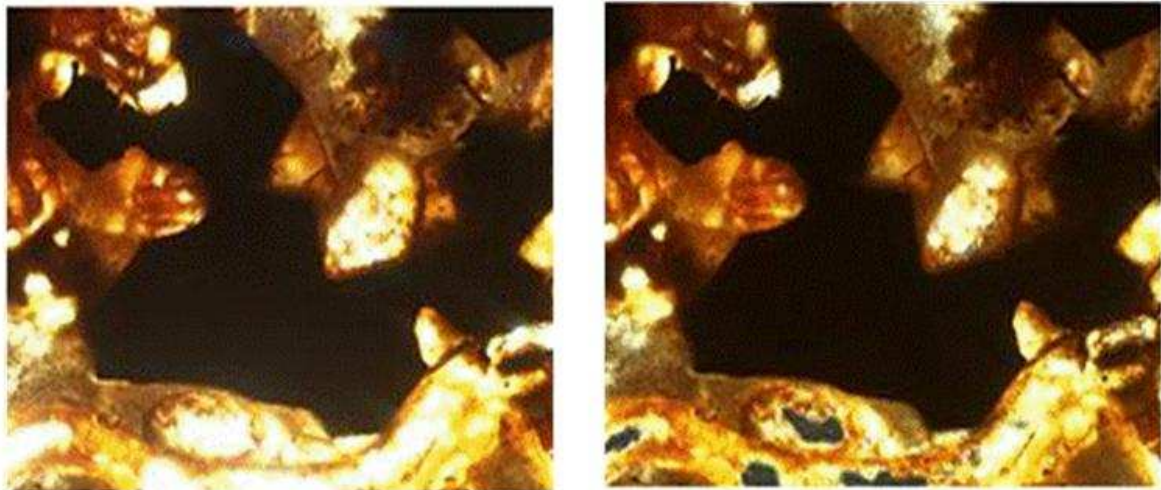
Os resultados da composição químicas desses minerais são apresentados na Tabela 27. O ponto 11 da Figura 87 revela elevado valor de ferro (89,4%) e baixo valor de titânio (2,40%), permitindo a classificação deste mineral como magnetita. No ponto 10 (Figura 87) verifica-se o valor mais baixo de ferro (53,2%), que na área 11, porém o valor de titânio (41,12%) é mais elevado, indicando tratar-se do mineral ilmenita. Observa-se no ponto 5 que à medida que a ilmenita é alterada (Figura 89), o valor de ferro (18,5%) diminui e o valor de titânio aumenta (76,21%), confirmando a alteração da ilmenita em leucoxeno. Os valores de Fe e Ti na ilmenita são próximos aos encontrados por Albuquerque Filho et al. (2008), que estudando a micromorfologia de solos de Governador Valadares em Minas Gerais, verificaram em grãos de ilmenita valores de 44,99% de Ti e 53,22% de Fe.

Segundo Dana (1969), a ilmenita é um mineral composto por ferro e titânio, na forma cristalina, podendo ser considerada pura com 47 % de FeO e 53% de TiO₂. À medida que a ilmenita se altera uma parte do ferro é perdida com enriquecimento progressivo de titânio (Deer et al., 1966). Segundo Tyler e Marden (1938), o leucoxeno é produto do mineral de titânio e está relacionado ao intemperismo de rochas ígneas. Canilho (1989), estudando os elementos da geoquímica da rocha gabro do Maciço Ígneo de Sines no litoral Português em Portugal, verificou a existência de magnetita com cerca de 90 % de ferro total, e de ilmenita com valores de Ti próximos dos 50 %.

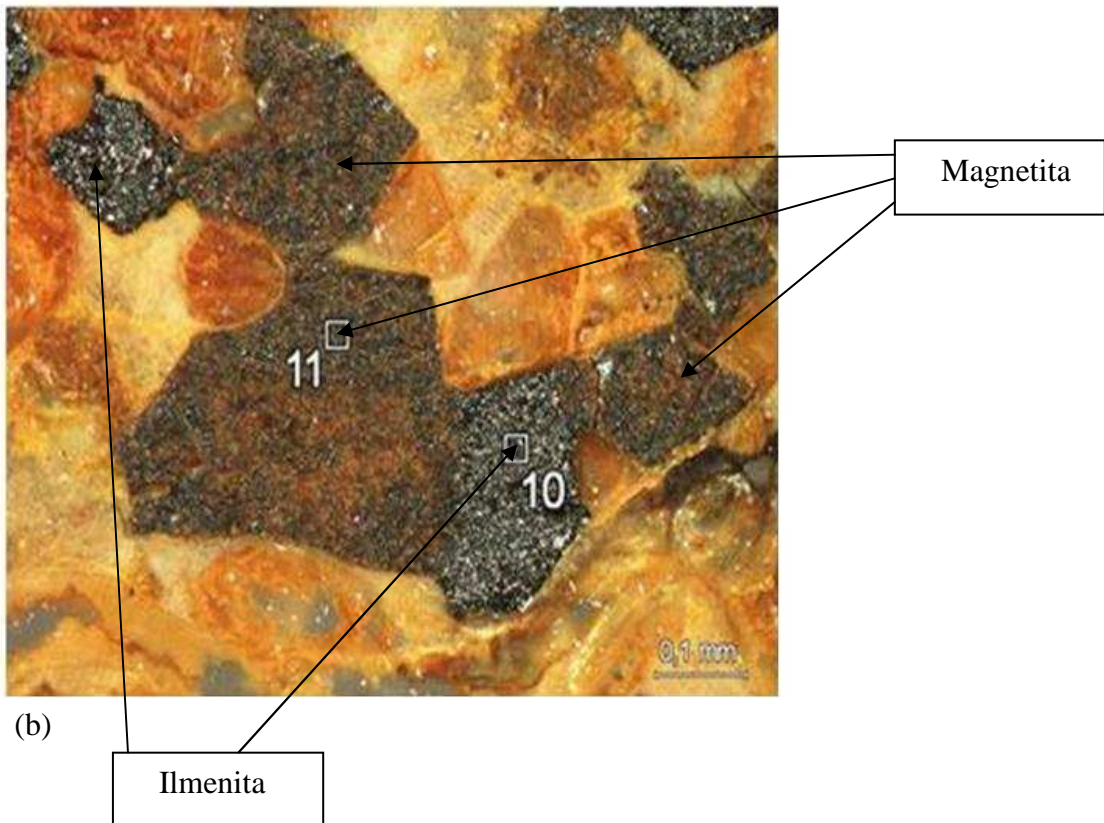
A magnetita e ilmenita são observadas com frequência nos solos das toplotossequências T1 e T3, tendo como produtos da alteração a hematita e o leucoxeno, que juntamente com os demais produtos de alteração dão origem ao plasma do solo. Verifica-se nas lâminas micromorfológicas que o ferro liberado da alteração da ilmenita e magnetita pode adotar três vias distintas: a) ser iluviado e se depositar como revestimento, preenchimento ou hiporrevestimento nos poros e grãos (Figura 69); b) impregnar toda a massa do solo conferindo a cor avermelhada ao plasma; c) concentrar-se em determinadas áreas formando nódulos de ferro (Figura 89).

Tabela 27. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV dos óxidos litogênicos no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1).

Pontos Analisados	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Ti	Mn	Mineral	Alteração
	------(%)-----										
10	3,2	1,90	53,2	0,21	0,10	0,04	0,03	41,12	0,05	Ilmenita	Ausente
5	4,5	2,02	18,5	0,36	1,41	0,17	0,06	76,21	1,10	Ilmenita	Total
11	2,4	1,83	89,4	0,56	0,34	0,02	0,12	2,40	1,20	Magnetita	Pouco



(a)



(b)

Figura 87. Fotomicrografias observadas no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO-T3P1; a) Minerais de ilmenita e magnetita sob luz refletida PPL e XPL; b) Processo de alteração dos minerais de ilmenita e magnetita sob luz refletida inclinada.

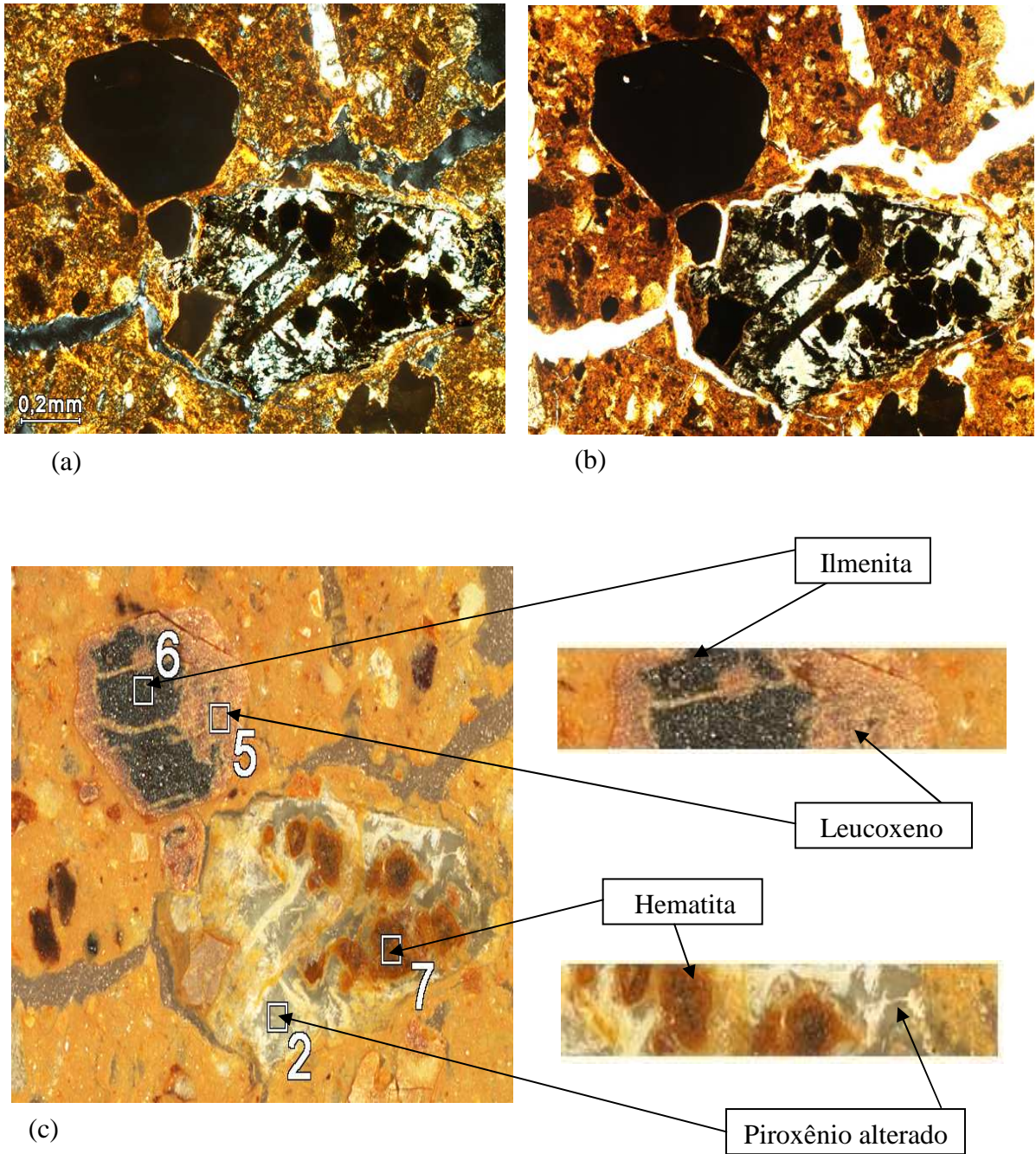


Figura 88. Fotomicrografias do horizonte Bt2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO- T3P2 demonstrando a alteração da ilmenita em leucóxeno e a formação de nódulo com ferro (hematita) proveniente da alteração do piroxênio; a) sob luz XPL; b) sob luz PPL; c) sob luz refletida inclinada.

As observações realizadas nas lâminas das topolitossequências estudadas sinalizam que a formação dos nódulos de ferro pode ser oriunda de gêneses distintas: a) alteração e dissolução dos minerais primários e b) parte do processo de argiluvização. Os nódulos de ferro são observados em todas as sequências, entretanto ocorrem em maior frequência nos solos da sequência T3.

Na Figura 89 verifica-se que à medida que há alteração dos minerais primários o ferro liberado se concentra na área adjacente, impregnado a massa basal ou formando nódulos em volta dos minerais, a exemplo do quartzo e a magnetita. Este processo de oclusão dos minerais contribui para ação protetora contra a própria alteração do mineral ocluso. Segundo Vidal-Torrado et al. (2006), a intensa deposição e a concentração de ferro localizada podem proteger o núcleo de fragmentos remanescentes de rocha da ação do intemperismo, preservando-os em seu interior, formando assim, um revestimento que pode levar à oclusão e proteção dos minerais.

Com a continuação do processo de transformação e dissolução dos minerais primários intensifica a liberação do ferro o que contribui para a fragmentação da massa do solo. Inicialmente, forma-se uma trama densa que evolui para cavidades e com a posterior intercomunicação entre elas, aumento a porosidade intensificando o processo de iluviação.

Durante a intensificação do processo de argiluvização a argila migra com elevados teores de Fe, revestindo os poros do plasma do solo (Figura 90). Com a migração do Si e Fe em conjunto ocorre à concentração desses elementos em determinados pontos da matriz do solo e subsequente formação dos nódulos. Porém, a cristalização destes nódulos propicia a formação de camadas que diferem no teor dos elementos químicos e da coloração (Tabela 28). No ponto 1 da Figura 90 observa-se que o Si (99%) se cristaliza sob a forma do mineral calcedônia. A calcedônia é uma variedade criptocristalina do quartzo, que é formado por deposições de solução aquosa, sendo frequentemente encontrado revestindo ou preenchendo as cavidades das rochas (Dana & Hurlbut, 1978). De acordo com Fitzpatrick (1993), a ação do intemperismo sobre a caulinita libera sílica que é iluviada e se cristaliza nos horizontes mais profundos sob a forma de calcedônia. Nos pontos 2, 3 e 4 (Figura 90) são formadas camadas iluviais com teor de ferro que aumenta em quantidade da parte interna (0,43%) do nódulo para a externa (80,92%), comprovando o processo de acúmulo de ferro neste ponto, com subsequente intensificação da cor.

Tabela 28. Teores de elementos químicos obtidos pela análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV no nódulo de ferro presente no horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1).

Pontos Análises	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Ti	Mn	Mineral / Feição Pedológica	Cor
	------(%)-----										
1	99,02	0,53	0,43	0,26	0,17	0,04	0,06	0,03	0,14	Calcedônia	Cinza
2	22,12	3,49	70,49	1,16	1,30	0,50	0,10	0,09	0,82	Capa interna de Fe	Marrom
3	18,50	3,79	72,64	0,57	0,71	0,03	0,23	0,00	3,67	Capa intermediária de Fe	Marrom escuro
4	12,40	3,90	80,92	0,55	0,80	0,41	0,12	0,02	0,82	Capa externa de Fe	Marrom muito escuro

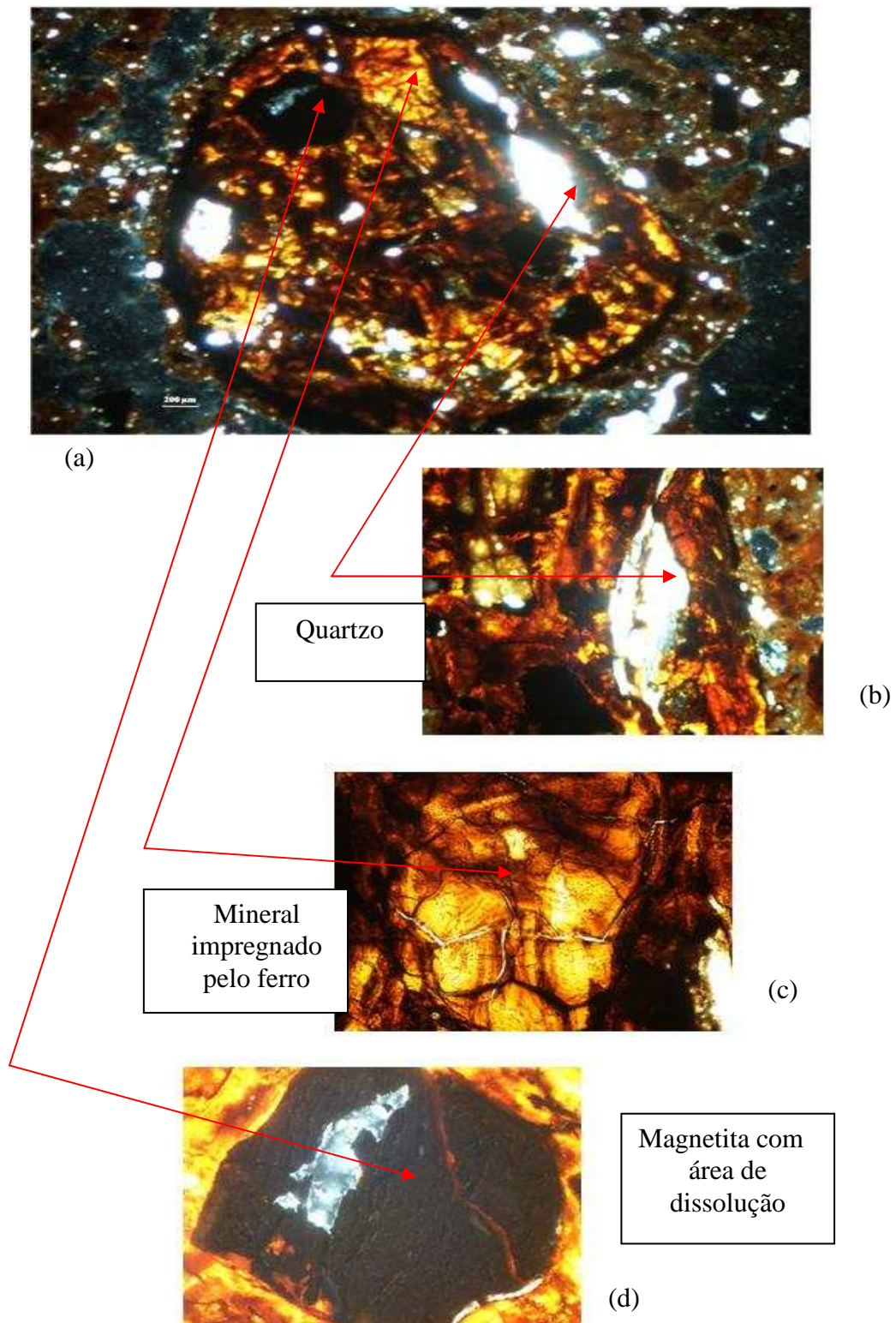


Figura 89. Fotomicrografias do horizonte BA do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P4) sob luz XPL; a) nódulo de ferro; b) detalhe do nódulo de ferro revestindo o grão de quartzo; c) mineral impregnado pelo ferro liberado da alteração dos minerais; d) magnetita envolvida pelo nódulo de ferro, apresentando área de dissolução.

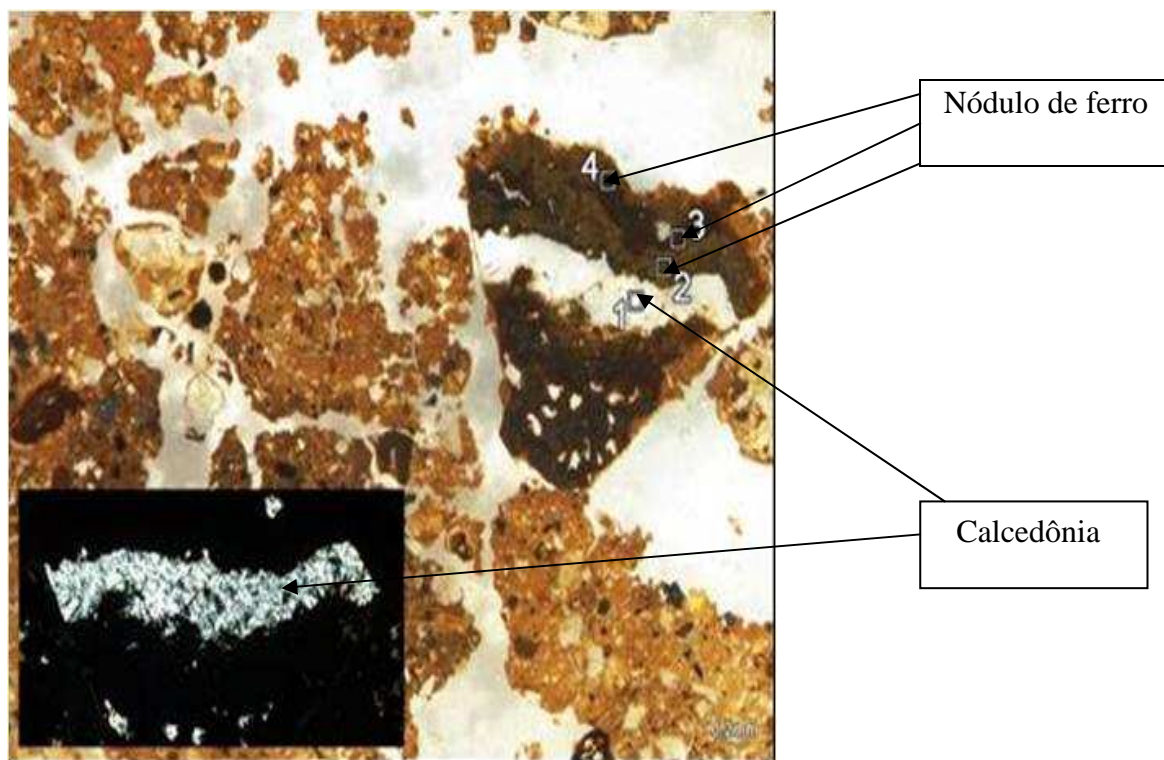


Figura 90. Fotomicrografia sob luz XPL do horizonte A2 do NEOSSOLO REGOLÍTICO (T3P1) com nódulo revestindo o mineral calcedônia e detalhe sob luz PPL.

O horizonte Bt2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO apresenta distintos teores de Fe nas camadas de deposição de argila (Tabela 29). A Figura 91 indica ocorrer três distintas etapas de deposição de argila: a) nos pontos analisados 4 e 5, a argila migra em conjunto com pequena quantidade de ferro (6,21 e 14,21%), uma vez que não há elevada quantidade de ferro liberada no início do processo de alteração dos minerais primários; b) o ponto 2 revela que à medida que o ferro vai sendo liberado, em consequência da alteração dos minerais, a argila migra em conjunto com quantidade pouco maior de ferro (31,29%); e c) com a continuação do processo de liberação do ferro, o sistema encontra-se bastante saturado e a argila migra com elevada quantidade do íon, como demonstram os pontos 1, 3 e 10.

Através da análise eletrônica de varredura observa-se nos pontos 1, 3 e 10 (Tabela 29) que os elevados valores de ferro coincidem com a coloração vermelha, indicando tratar-se do óxido hematita. Já o ponto 2 apresenta teor menor de Fe (31,29%) e cor amarelo claro, sugerindo a classificação do óxido goethita. O ponto 4 apresenta alta relação $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (2,64) indicando a presença de filossilicato 2:1 e devido ao seu baixo conteúdo de MgO (3,17%), F_2O_3 (17,41%) e K_2O (0,22%) supõe-se tratar da montmorilonita (Newman & Brown, 1987a). Entretanto, no ponto 5 a relação $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (1,43) apresenta baixos valores, sugerindo a presença de um filossilicato 1:1, que também apresenta baixos valores de MgO (0,74%), F_2O_3 (6,21%) e K_2O (0,16%), indicando ser a caulinita (Newman & Brown, 1987b).

Tabela 29. Teores de elementos químicos resultantes da análise de Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV em nódulo de ferro no horizonte Bt2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2).

Pontos Anali-sados	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Ti	Mn	Mineral/ Feição Pedológica	Cor
	------(%)-----										
1	21,93	3,16	72,24	0,61	0,82	0,13	0,05	0,19	0,43	Hematita	Vermelho escuro
2	52,72	9,39	31,29	1,65	4,25	0,06	0,17	0,31	0,06	Goethita	Amarelo
3	16,42	3,69	78,42	0,59	0,07	0,20	0,06	0,04	0,80	Hematita	Vermelho
4	56,36	21,33	14,24	1,84	3,17	0,01	0,22	0,19	2,64	Montmorilonita camada interna	Cinza
5	53,65	37,60	6,21	0,57	0,74	0,66	0,16	0,51	0,17	Caulinita camada externa	Amarelo Claro
10	13,24	3,95	79,89	0,27	0,43	0,43	0,15	0,27	0,73	Nódulo de Fe (hematita)	Vermelho

Os processos de transformação e dissolução dos minerais primários da sequência T3 são responsáveis pela liberação do ferro no sistema solo, formação do plasma e fragmentação da massa do solo formando pequenas fissuras. Estas evoluem para cavidades, que com posterior coalescência contribuem para formação de elevada porosidade, com consequência intensificação do processo de iluviação.

Na Figura 92 verifica-se no horizonte Bt2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) o revestimento laminar de argila em torno do mineral calcedônia, com deposição desuniforme de ferro. A maior quantidade de ferro é depositada nas laterais da pedofeição, indicando a possível iluviação desse íon posterior a iluviação de argila.

Pode-se subdividir o processo de argiluvização demonstrado na Figura 92 em três momentos. O primeiro momento a migração de argila ocorre em conjunto com uma fração de maior granulometria, confirmando os resultados físicos que apontam para o elevado teor de silte nesta sequência. Num segundo momento o sistema solo está saturado por ferro proveniente da alteração dos minerais primários e este íon é iluviado em conjunto com a argila.

O sistema de formação dos solos da sequência T3 desfavorece a remoção de sílica e bases, como consequência formando argilominerais 2:1 (Figura 92). Num terceiro momento do processo de argiluvização esses minerais propiciam o processo de contração e expansão passando a ter forte influência na fragmentação e deformação dos cutãs de iluviação. Após a fragmentação as pápulas tendem a incorporar no plasma do solo, eliminando os seus vestígios do solo, com ocorrência da preservação da argila iluvial apenas nos fragmentos grossos. Estes por serem compostos por minerais primários são resistentes aos processos de contração e expansão da massa do solo.

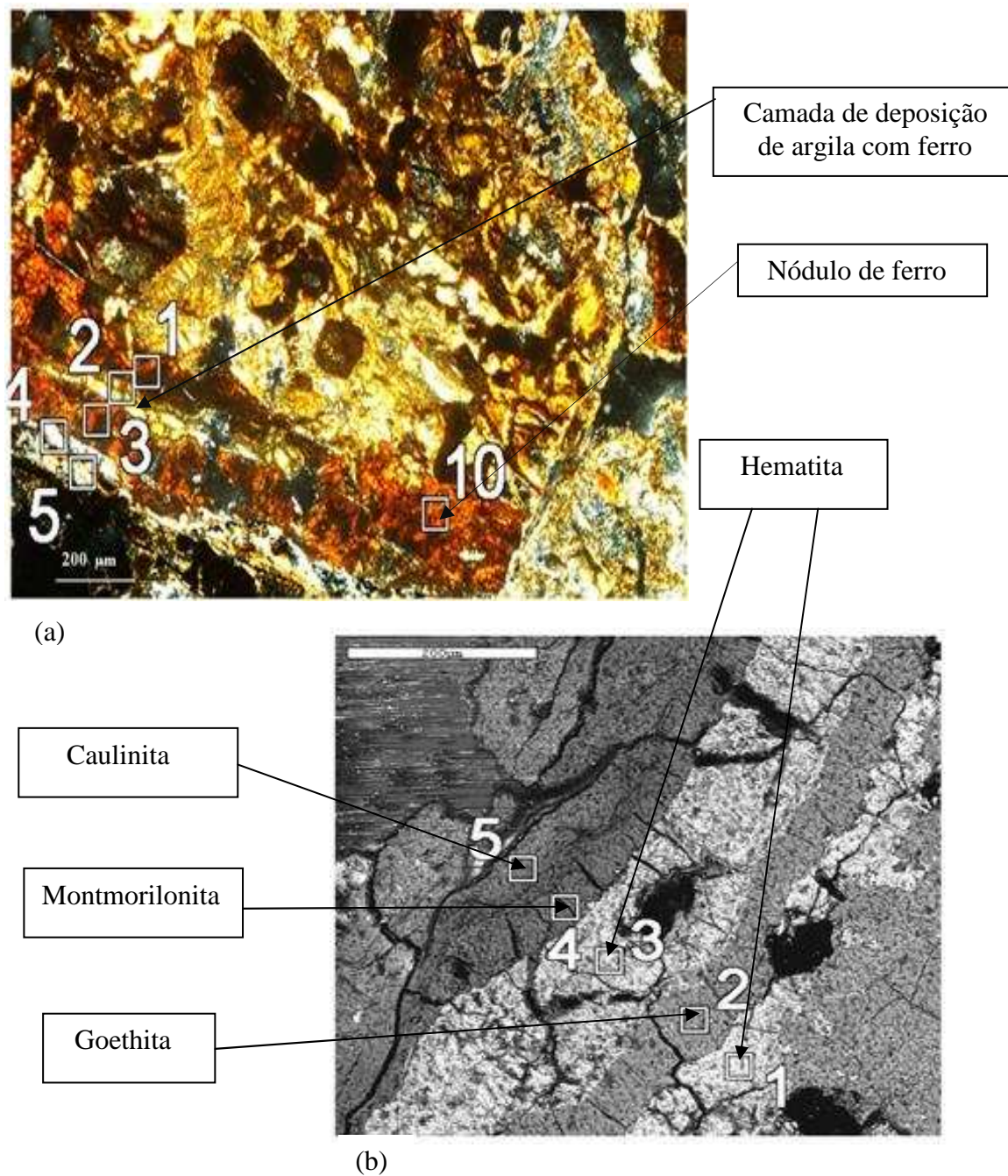
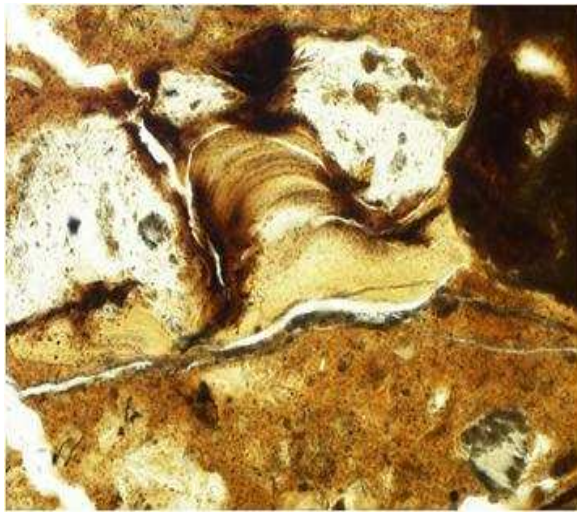
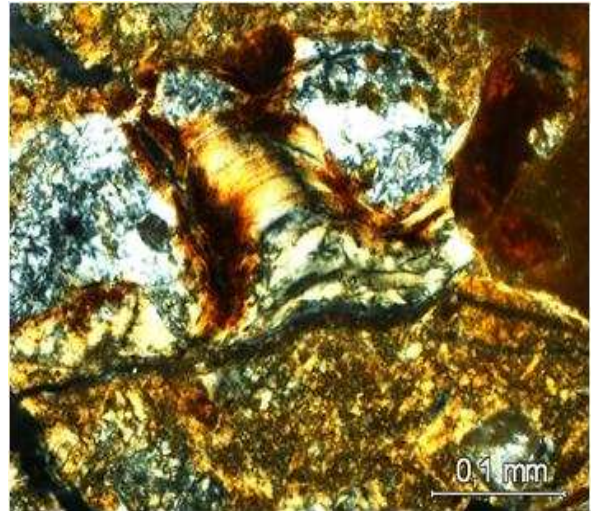


Figura 91. Fotomicrografias do horizonte Bt2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2); a) iluminação conjunta da argila com ferro, sob luz XPL; b) detalhe da imagem por elétrons retroespalhados.



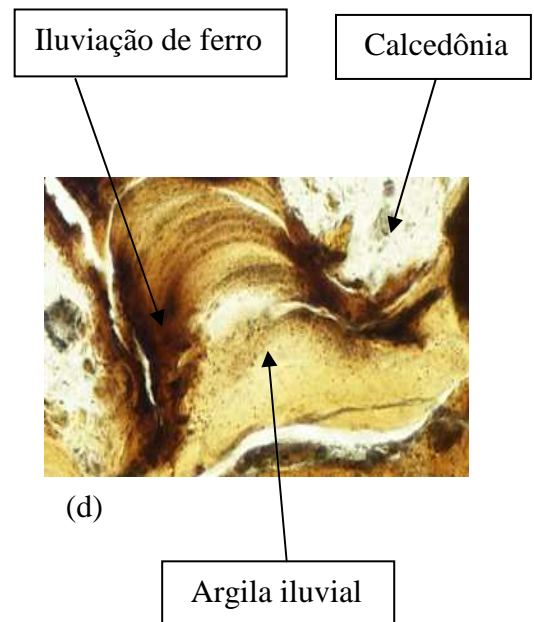
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 92. Fotomicrografias de fragmento de argila iluvial (pápulas) observado no horizonte Bt2 do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (T3P2) com formação de calcedônia e iluviação de ferro posterior a iluvial de argila; a) imagem sob luz PPL; b) imagem sob luz XPL; c) imagem sob luz refletida inclinada; d) detalhe do fragmento de argila iluvial sob luz PPL.

4.11 Taxonomia dos Solos no SiBCS, Soil Taxonomy e WRB

Na Tabela 30 é apresentada a classificação dos solos das toplotossequências T1, T2 e T3, levando em conta os atributos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, segundo os critérios adotados pelo SiBCS (EMBRAPA, 2006), Soil Taxonomy (USDA, 2006) e WRB (FAO, 2006).

Utilizando os critérios adotados pelo SiBCS observa-se que os horizontes superficiais dos perfis das toplotossequências T1 e T2, segundo as características de cor, consistência, estrutura, espessura, teor de carbono orgânico e saturação por bases, se enquadram na classificação de A moderado. Os horizontes superficiais dos perfis T3P1, T3P2 e T3P3 da sequência T3 são identificados como A chernozêmico, por apresentarem estrutura em blocos e prismática moderadamente desenvolvida, elevada saturação por base (> 65%) dominada por cálcio e magnésio, teor de carbono orgânico superior a 6 g kg^{-1} e cores 5YR a 7,5 YR, com valor igual a 3 e croma igual a 2. Porém, esses solos não atendem ao requisito espessura, logo, supõe-se que a pequena espessura dos solos é decorrente da ação erosiva, que foi identificada em campo e comprovada pelos resultados micromorfológicos. Portanto, levando em consideração o efeito da erosão na diminuição da espessura mínima (25 cm) exigida, esses horizontes superficiais foram ainda classificados como A chernozêmico porém o solo constitui unidade de fase erodida.

Os horizontes subsuperficiais T1P1 e T1P4 da sequência T1 atendem aos atributos diagnósticos para B nítrico, com espessura acima de 30 cm, textura argilosa, estrutura em blocos angulares e subangulares, com predomínio de grau de desenvolvimento moderado, cerosidade variando de abundante a comum e moderada e relação textural de 1,3 para ambos. Tais características permitem classificar os perfis com NITOSSOLO HÁPLICO. Por apresentar saturação por base maior que 50% na maior parte dos 100 cm dos solos o perfil T1P4 é enquadrados em Eutrófico, enquanto o T1P1 é classificado como distrófico.

Os perfis T1P2 e T1P3 se adequam na classificação de horizonte diagnóstico B latossólico (Bw) por apresentarem as mesmas características descritas para os Nitossolos, porém com cerosidade quando observada em campo, pouca e fraca, logo estes solos se enquadram na classificação de LATOSSOLO. No nível categórico de subordem eles são classificados como VERMELHO-AMARELO em função das cores 5YR e 7,5YR. São Distróficos devido ao $V < 50\%$, com subgrupo típicos. Porém de acordo com os resultados micromorfológicos do horizonte Bw1 do perfil T1P2 ocorrem cutãs de iluviação e de estresse, provenientes do re-arranjo das partículas do solo, o que indica um processo de argiluvização e, portanto, caráter intermediário para Nitossolo.

A mesma situação verifica-se para o perfil T1P3 classificado como LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, de acordo com os dados morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, porém não condizente com os resultados micromorfológicos, pela presença expressiva de argilãs de iluviação e estresse. Tal evidência também sugere a classificação desse solo como intermediário para Nitossolo, se adotados aspectos micromorfológicos.

Quanto aos solos da sequência T2, os perfis T2P1 e T2P3 apresentam horizonte diagnóstico subsuperficial incipiente, ou seja sem um processo pedogenético predominante, sendo classificados como CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típicos, devido à baixa atividade da argila e da saturação por bases inferior a 50%. Apesar da micromorfologia não indicar iluviação intensa nos solos desta sequência, devido à presença abundante da mica no fundo matricial do solo, observa-se iluviação com frequência ocasional (2 a 5%), com exceção do T2P1 (Tabela 22).

Segundo o Soil Taxonomy (USDA, 2006) a presença de cutãs de iluviação em mais de 1% nas lâminas delgadas já é o suficiente para caracterizar o horizonte iluvial. Segundo o

SiBCS (2006) a presença de cerosidade deve ser identificada no campo e as feições observadas na micromorfologia não são suficientes como indicativo de B textural, ainda sendo necessário a associação com outros critérios. Logo a simples observação de cutãs de iluviação e estresse no perfil T2P3 não seria suficiente para classificá-lo no SiBCS como ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico. Entretanto, os cutãs observados em lâmina associados à condição de horizonte B de textura argilosa, com estrutura em blocos e cerosidade no mínimo comum e moderada (identificada na micromorfologia pelos cutãs), levam ao horizonte diagnóstico do perfil T2P3 a ser classificado como argílico segundo o Soil Taxonomy.

Os perfis T2P2 e T2P4 apresentam gradiente textural de 1,9 e 1,8, respectivamente, satisfazendo as exigências para horizonte B textural, logo são classificados como ARGISSOLOS. Para o nível categórico de subordem as diferenças nas cores nos horizontes subsuperficiais, assim como a saturação por bases, classificam o T2P2 como ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico e o T2P4 como ARGISSOLO AMARELO Eutrófico típico (Tabela 30). Contudo, diante da dificuldade de observação da iluviação nas lâminas micromorfológicas nos solos desta sequência, não se pode afirmar categoricamente se há contribuição significativa da iluviação de argila ou dos argilãs de estresse na cerosidade identificada em campo. Porém, observa-se nas lâminas ocorrência dominante (50 a 70%) dos argilãs de estresse (Tabela 22).

Os perfis T1P5 e T2P5 das sequências T1 e T2 são classificados como GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, por apresentarem horizonte glei em função das características redutoras que favorecem o desenvolvimento de cores cinzentas, associadas à estrutura maciça nos horizontes C.

A topolitossequência T3 apresenta no topo (T3P1) o NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico típico (Tabela 30), que não apresenta horizonte diagnóstico subsuperficial, com horizonte A sobrejacente a C e elevado teor de saturação por base. Porém os resultados micromorfológicos deste solo indicam que o horizonte A2 apresenta cutãs de iluviação em abundância e os frequentes cutãs de estresse. Portanto, pode-se afirmar que esse horizonte possui indicações de ocorrência do processo pedogenético de argiluvização, porém outros atributos como a variação de argila não confirmam a presença de horizonte B textural. Os perfis T3P2, T3P3 e T3P4 são classificados como CHERNOSSOLOS por apresentarem horizonte superficial A chernozêmico, associado aos elevados valores de saturação por base e valores da CTC da fração argila superiores a $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Esses perfis apresentam horizonte diagnóstico subsuperficial que atende as exigências para o B textural, quanto a presença de cerosidade em grau abundante e moderada ou comum e moderada, também verificada na micromorfologia, sendo classificados como CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico.

Na classificação americana (Soil Taxonomy – USDA, 2006) o regime de umidade de todos os solos foi Udic para os solos nas partes mais altas das topossequências e Aquico para T1P5 e T2P5. Na topossequência T1 todos os epipedons correspondem ao horizonte Ochric. Os perfis T1P1 e T1P4 foram classificados como Ultisol e Alfisol, respectivamente, com horizontes diagnósticos subsuperficiais argillic devido a presença de cerosidade, sendo classificado o T1P1 como Typic Hapludults e o T1P4 como Typic Hapludalfs devido a sua saturação por bases mais alta. Os perfis T1P2 e T1P3 atendem aos requisitos para ser classificados como Typic Hapludox. Entretanto, se considerados os resultados micromorfológicos esses perfis seriam classificados como Hapludults, visto que se observam muitos cutãs de iluviação, que caracterizariam o horizonte diagnóstico argillic e a classe Ultisols.

Na sequência T2 o perfil T2P1 apresenta as características para ser identificado como horizonte cambic, enquadrando-se como Oxic Dystrudept pelos baixos valores de CTC da argila e saturação por bases. Devido à presença de horizonte argilic e a saturação por bases

inferior a 35% (equivalente), o perfil T2P2 se adequa a ordem dos Ultisols, sendo classificado como Typic Hapludult. As análises micromorfológicas desse perfil indicam ocasionais cutãs de iluviação. O perfil T2P3 foi classificado como Typic Hapludult e o T2P4 como Ultic Hapludalf devido a saturação por bases e a presença de horizonte diagnóstico argillic, definida pela ocorrência de cutãs de argila nas lâminas micromorfológicas em T2P3 e incremento de argila superior a 1,2 e cerosidade nas observações a campo em T2P4.

Por apresentarem regime hídrico do solo aquic e ausência de horizonte diagnóstico subsuperficial, os perfis T1P5 e T2P5 foram classificados em nível de ordem como Entisols e pelas suas características redutoras como Aquepts com classificação de Typic Endoaquepts.

Na sequência T3, o perfil T3P1 foi classificado como Typic Udorthents, sendo enquadrado na ordem de Entisols, que corresponde a solos com baixa evolução pedogenética. Neste perfil não se observa em campo a presença de horizonte diagnóstico subsuperficial, verificando-se apenas uma sequência de horizontes A1-A2-C-Cr1-Cr2. Porém, a micromorfologia mostra no horizonte A2 pedofeições (Tabela 23) que sugerem a atuação de processo incipiente de iluviação de argila. Os perfis T3P2, T3P3 e T3P4 apresentam horizonte superficial que atendem aos requisitos de cor, textura, estrutura, saturação por bases e teores de carbono exigidos para a identificação do epipedon mollic, porém com pequena espessura devido a intensa erosão favorecida pelo relevo e uso desses solos. Esses perfis apresentam horizonte diagnóstico argillic, sendo classificados como Typic Argiudolls. Os resultados micromorfológicos ratificam a cerosidade observada em campo, através da frequência dos cutãs de iluviação verificados nesses solos.

No sistema de classificação WRB (FAO, 2006) o perfil T1P1 da sequência T1 apresenta horizonte diagnóstico argic, sendo classificado como Acrisol. O perfil T1P2 atende as exigências de textura fina, CTC da argila, CTC efetiva, espessura, quantidade de minerais primários e teor de argila dispersa, necessários para horizonte diagnóstico ferralic, sendo classificado como Ferralsol. Entretanto os resultados micromorfológicos demonstram a presença de argilãs de iluviação, o que indica o caráter intermediário para a classe Nitisol. O perfil T1P3 também foi classificado como Ferralsol. O perfil T1P4 apresenta quase todos os critérios para ser classificado como Nitisol, a exceção dos teores de Feo e Fed, logo devido à presença de horizonte diagnóstico argic, este perfil é classificado como Acrisol.

Quanto aos solos da sequência T2, o perfil T2P1 apresenta características de horizonte diagnóstico subsuperficial cambic, sendo classificado como Cambisol. Os perfis T2P2, T2P3 e T2P4 são classificados como Acrisol, por apresentarem horizonte argic, com indícios de iluviação observados tanto em campo através de cerosidade quanto por argilãs nas lâminas delgadas.

Os perfis T1P5 e T2P5 são classificados como Gleysols, pois apresentam dentro dos 50 cm exigidos a partir da superfície e espessura de mais de 25 cm de condições redutoras.

O perfil T3P1 da sequência T3 não apresenta evidências da atuação de processo pedogenético predominante nas observações de campo, sendo classificado como Regosol. Porém, de acordo às características micromorfológicas possui indícios de processo de iluviação de argila. Os demais solos (T3P2, T3P3 e T3P4) apresentam horizonte diagnóstico superficial mollic, associado à saturação por base maior que 50% em todo o perfil. Porém, devido a ausência de horizonte cálcico ou carbonatos são classificados como Phaeozems.

Tabela 30. Classificação utilizando as características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos solos das sequências estudadas, de acordo ao SiBCS, Taxonomy e WRB.

Perfil	SiBCS	Soil Taxonomy	WRB
Topolitossequência T1			
P1	NITOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico	Typic Hapludult	Acrisol
P2	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico	Typic Hapludox	Ferralsol
P3	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico	Typic Hapludox	Ferralsol
P4	NITOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico	Typic Hapludalf	Acrisol
P5	GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico	Typic Endoaquent	Gleysol
Topolitossequência T2			
P1	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico	Oxic Dystrudept	Cambisol
P2	ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico	Typic Hapludult	Acrisol
P3	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico	Typic Hapludult	Acrisol
P4	ARGISSOLO AMARELO Eutrófico típico	Ultic Hapludalf	Acrisol
P5	GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico	Typic Endoaquent	Gleysol
Topolitossequência T3			
P1	NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico típico	Typic Udorthents	Regosol
P2	CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico	Typic Argiudolls	Phaeozem
P3	CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico	Typic Argiudolls	Phaeozem
P4	CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico	Typic Argiudolls	Phaeozem

T1= topolitossequência derivada da rocha basalto; T2= topolitossequência derivada da rocha muscovita-biotita gnaisse; T3= topolitossequência derivada da rocha gabro; P1= topo da vertente; P2= terço superior; P3= terço médio; P4= terço inferior; P5= plano de várzea; SiBCS (EMBRAPA, 2006); Soil Taxonomy (USDA, 2006) e WRB (FAO, 2006).

5 CONCLUSÕES

As diferenças das posições do relevo e as geoformas influenciaram na pedogênese, porém a ação do material de origem apresentou maior controle nos processos de formação e nas características dos solos. Em todas as sequências foi observado que no terço médio a remoção de materiais se faz em maior intensidade, em consequência do predomínio da geoforma inclinada que conduz a formação de solos mais rasos e com menor grau de intemperismo. Os solos formados no terço inferior apresentaram, em geral, melhor fertilidade devido à adição de materiais das posições mais elevadas. Foi observado que na posição de relevo plano de várzea, os solos têm menor grau de intemperismo e atributos decorrentes do hidromorfismo.

Os solos da sequência T1 apresentaram estrutura em blocos, cor avermelhada, profundos, textura argilosa a muito argilosa, cerosidade abundante e moderada em alguns horizontes. Apresentam elevado grau de flocculação, relação silte/argila menor que 0,7, pH ácido, baixa saturação por bases e valor T, predomínio de óxidos de maior cristalinidade (Fed), elevados teores de Al e Fe, predomínio de quartzo na fração areia e caulinita na fração argila. Todos estes aspectos caracterizam a formação de solos com elevado grau de intemperismo, o que pode ser atribuído a natureza básica do material de origem, mais facilmente alterado nas condições de clima da região.

A sequência T2 possui solos com padrão inverso a sequência T1, pois apresentam solos com cor amarelada, estrutura em blocos com grau de desenvolvimento moderado, presença de cerosidade nos solos do topo, terço médio e inferior, textura franco-argilo-arenosa a argilosa. O grau de flocculação baixo, relação/silte próxima ou maior que 0,6, com valores de densidade do solo mais elevado que as demais sequências, pH levemente ácido, valores medianos de T e CTC. Verifica-se maior ocorrência de formas de baixa cristalinidade (Feo) que os solos da T1, ocorrência de feldspatos e micas na fração areia, e com presença de illita e caulinita na fração argila. Diante das características citadas, foi presumido que esses solos têm grau intermediário de intemperismo em relação aos demais estudados.

Dentre as sequências estudadas, os solos da topolitossequência T3 parecem apresentar menor grau de intemperização, indicado pela cor bruno-avermelhada, estrutura em blocos com grau de desenvolvimento forte a moderado, cerosidade nos perfis P2, P3 e P4, textura franco-argilosa a argilosa. Os valores de argila naturalmente dispersa em água são elevados, relação silte/argila maior que 0,7, pH na faixa básica, elevados valores da saturação por bases e do valor T, maior ocorrência de óxidos de ferro de baixa cristalinidade (Feo), presença de feldspatos na fração areia e minerais de montmorilonita e caulinita na fração argila.

As diferenças da natureza dos materiais de origem estudados (basalto, gnaisse e gabro) não só determinou a intensidade do intemperismo mas a direção dos processos pedogenéticos. Os solos da sequência T1 apresentam maior atuação dos processos de: a) translocação de argila, caracterizados pela iluviação de argila e ferro; b) ferruginação/ferratilização, caracterizado pela concentração e acúmulo de ferro liberado da alteração dos minerais, liberação de bases e formação de argila 1:1; c) pedoturbação, sugerida pelos fragmentos de argila iluvial e que parece ser processo atuante e favorecido pelos altos teores de argila.

Nos solos da sequência T2 os processos mais atuantes parecem ser: a) transformação dos minerais primários; b) processo de iluviação, observado em alguns pontos e horizontes porém não é bem expresso nas lâminas micromorfológicas, devido ao fundo matricial ser recoberto pela mica; c) presença frequente dos argilões de estresse, relacionados com o rearranjo da massa basal.

A topolitossequência T3 apresenta solos com processos de: a) intensa alteração dos minerais primários; b) iluviação de argila e ferro provenientes da alteração destes minerais; c) fersialitização, que consiste na liberação de sílica com formação de argilominerais 2:1 e forte liberação de ferro impregnando a massa basal e concentrado em nódulos; d) intensa pedoturbação caracterizada pelos cutãs de iluviação fragmentados e deformados, devido ao processo de contração e expansão, favorecidos pela natureza expansiva da montmorilonita.

A evolução pedogenética dos solos estudados se inicia com a alteração e dissolução dos minerais primários, liberando o ferro proveniente de sua estrutura e que irá compor o plasma do solo. O processo de alteração também contribui para a fragmentação da massa do solo formando trama densa que evolui para cavidades, com posterior intercomunicação entre elas, propiciando a formação da porosidade mais elevada. Como consequência, o processo de iluviação é intensificado ocorrendo os revestimentos, preenchimento, hiporrevestimento de argila, silte e ferro que revestem poros e grãos. Sendo este o possível processo o responsável pela formação do horizonte B textural por iluviação e da cerosidade.

Com o processo de argiluvização instalado no solo ocorre uma fase primária que consiste na migração da argila com baixos teores de ferro em direção aos grãos e poros. Porém, com o avanço da transformação dos minerais ocorre abundância de ferro e a argila migra com elevados teores desse íon constituindo a segunda fase. O processo da argiluvização é observado com grande frequência nos solos da T1, sendo caracterizado por cutãs finos, sugerindo uma iluviação atual. Os perfis da topolitossequência T2 apresentam poucos pontos de iluviação em função do fundo matricial do solo ser recoberto por mica, entretanto observa-se com frequência a presença dos argilãs de estresse. Apesar do processo de iluviação ser de difícil detecção em solos expansíveis, verifica-se o processo de intensa argiluvização apenas em área preservada (dentro dos fragmentos grossos), nos solos da sequência T3. Fora destas áreas a iluviação não foi conservada, apenas ocorre à frequente presença de argila iluvial fragmentada e deformada, indicando um processo antigo de iluviação.

Os dados micromorfológicos mostram pedofeições que não são identificadas nos resultados morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, indicando a importância desta ferramenta na classificação dos solos com base em sua gênese. De acordo a micromorfologia em solos das topolitossequências T1 e T3, mesmo aqueles nos quais a cerosidade não foi observada em campo, ocorrem cutãs de iluviação e de estresse, que por sua vez seriam indicadores de processos de argiluvização. Tal fato indica que os solos classificados sem o suporte de dados de micromorfologia, em um sistema de base morfogenética como o SiBCS se define, podem não estar inteiramente corretos na classificação mesmo no nível mais elevado de ordem, se seguido esse critério.

As análises de micromorfologia também foram relevantes em alguns perfis da sequência T2, onde foi possível confirmar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação e observou-se a elevada expressão de cutãs de estresse. Sugerindo que a ocorrência da cerosidade nos solos desta sequência pode ser devida a processo de iluviação, mas também cutãs de estresse, os quais são difíceis de ser diferenciados no campo.

Verifica-se que os perfis que mais apresentaram atributos micromorfológicos (cutãs) indicadores da expressão de processo de iluviação se localizam no terço superior com geoforma convexa e no terço médio que apresenta geoforma retilínea, indicando a possível interferência destas geoformas na expressão da cerosidade.

A alteração geoquímica que ocorre nos solos da sequência T1 tem como produto os minerais de caulinita, goethita, hematita e leucóxeno. Na topolitossequência T2 verifica-se que a alteração dos minerais se resume basicamente aos feldspatos que se alteram em caulinita e a mica, que parece ser herdada do material de origem, que posteriormente se altera em illita. Nos solos da T3 a alteração aparenta ser mais intensa que nas demais sequências, com a transformação da olivina em clorita ainda na rocha. Com a continuidade do processo

evolutivo dos solos a magnetita se altera em hematita, a ilmenita em leucoxeno e os demais minerais (piroxênios, feldspatos, plagioclásios) tendem a se alterar em montmorilonita. Com a perda de sílica do sistema, este argilomineral tende a se transformar em caulinita e óxidos. A liberação do ferro proveniente dessas alterações tende a impregnar o fundo matricial, eluviando juntamente com a argila e concentrando-se em determinados pontos da matriz do solo formando os nódulos.

Os atributos dos solos das toplotossequências estudadas indicam processo evolutivo ativo, ou seja, os solos apresentam características indicadores de solos transicionais, com os solos da sequência T1 apresentando características nitossólicas e latossólicas, ou seja processo de evolução no sentido Nitossolos-Latossolos. A sequência T2 também apresenta mescla de características cambissólicas e argissólicas, sugerindo processo evolutivo no sentido de Cambissolos transformando-se para Argissolos. A toplotossequência T3, por ser a de solos mais jovens quanto a pedogênese, não apresenta características intermediárias para outras classes de solos. No entanto, como essas indicações foram obtidas principalmente pelas análises micromorfológicas e mineralógicas, os perfis foram todos classificados no quarto nível (sub-grupo) como típicos, o que mostra uma fragilidade do uso quase que exclusivo de atributos macromorfológicos, físicos e químicos para definir os quatro níveis categóricos de ordem até sub-grupo.

Os perfis estudados foram classificados, na sequência, segundo o SiBCS, o Soil Taxonomy e o WRB. Os solos da toplotossequência T1 são: P1- NITOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico, Typic Hapludult, Acrisol; P2- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, Typic Hapludox, Ferralsol; P3- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, Typic Hapludox, Ferralsol; P4- NITOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico, Typic Hapludalf, Acrisol e P5- GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, Typic Endoaquent, Gleysol.

Os solos da T2 sequência são: P1- CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, Oxic Dystrudept, Cambisol; P2- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, Typic Hapludult, Acrisol; P3- CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, Typic Hapludult, Acrisol; P4- ARGISSOLO AMARELO Eutrófico típico, Ultic Hapludalf, Acrisol e P5- GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, Typic Endoaquent, Gleysol.

Os perfis da sequência T3 são: P1- NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico típico, Typic Udorthents, Regosol; P2, P3 e P4 - CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico, Typic Argiudolls, Phaeozem.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. Domínios morfoclimáticos e solos do Brasil. In: ALVAREZ, V. H.; FONTES, L. E. F. & FONTES, M. P. F. Os solos nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentável. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo e UFV, 1996. p.1-18.
- AB'SÁBER, A. N. Províncias geológicas e domínios morfo-climáticos no Brasil. São Paulo: IGEOG/USP, 1970. 26p. (Geomorfologia, 20).
- ABAYNEH, E.; ZAUYAH, S.; HANAFI, M. M. & ROSENANI, A. B. Genesis and classification of sesquioxidic soils from volcanic rocks in sub-humid tropical highlands of Ethiopia. *Geoderma*, Amsterdam, v.136, p.682-695, 2006.
- AHRENS, R. J. & ARNOLD, R. W. Soil Taxonomy. In: SUMMER, M. E. Handbook of Soil Science. v.2. Washington: CRC Press, 1999. p.117-135.
- ALBUQUERQUE FILHO, M. R. de.; MUGGLER, C. C.; SCHAFER, C. E. G. R.; KER, J. C. & SANTOS, F. C. dos. Solos com morfologia latossólica e caráter câmbico na região de Governador Valadares, Médio Rio Doce, Minas Gerais: gênese e micromorfologia. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.259-270, 2008.
- ALLEN, B. L. & HAJEK, B. F. Mineral occurrence in soil environments. In: DIXON, S. B. & WEED, S. B. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison: Soil Science Society of American, 1989, p.199-278.
- ANDRADE, H. Evolução de uma sequência de solos argilosos até arenosos no complexo guianense da Amazônia Ocidental. 1990. 179p. Universidade de São Paulo / ESALQ (Tese de Doutorado), Piracicaba, SP. 1990.
- ANJOS, L. H. C.; FERNANDES, M. R.; PEREIRA, M. G. & FRANZMEIER, D. P. Landscape and pedogenesis an Oxisol - Inceptisol - Ultisol transition in Southeastern Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.62, p.1651-1658, 1998.
- ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G. & FONTANA, A. Matéria orgânica e pedogênese. In: SANTOS, G. A.; SILVA, L. S.; CANELLAS, L. P. & CAMARGO, F. A. O. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. 2.ed. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p.65-86.
- ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G. & RAMOS, D. P. Matéria orgânica e pedogênese. In: SANTOS, G. A. & CAMARGO, F. A. O. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. São Paulo: Genesis, 1999. p.91-116.
- ÁVILA, C. A. Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais. 2000. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 2000. 401p. (Tese de Doutorado).
- AZAROFF, L.V. & BUERGER, M. J. The powder method in x-ray crystallography. New York: McGraw-Hill Boox, 1958. 342p.
- BANFIELD, J. F.; VELEN, D. R. & JONES, B. F. Transmission electron microscopy of subsolidus oxidation and weathering of olivine. *Contributions to Mineralogy Petrology*, New York, v.106, p.110-123, 1990.
- BAYER, C. & MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica In: SANTOS, G. A. & CAMARGO, F. A. O. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. São Paulo: Genesis, 1999. p.91-116.

- BENITES, V. M. & MENDONÇA, E. S. Propriedades eletroquímicas de um solo eletropositivo influenciadas pela adição de diferentes fontes de matéria orgânica. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, Viçosa, v.1, p.215-222, 1998.
- BENITES, V. M.; KER, J. K. & MENDONÇA, E. S. Fracionamento quantitativo de substâncias húmicas como auxiliar na identificação de diferentes solos da região sul do Brasil In: VI RCC- REUNIÃO DE CORRELAÇÃO, CLASSIFICAÇÃO E APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTOS DE SOLOS RS/SC/PR: Guia de excursão de estudos de solos nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. EMBRAPA Floresta: IAC, 2000. p.222.
- 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. 7p. (Comunicado Técnico, 16).
- BENITES, V. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B. & SANTOS, H. G. Soils associated with rock outcrops in the Brazilian mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. *Revista Brasileira de Botânica*, São Paulo, v.30, p.569-577, 2007.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F.; PASSOS, E. & SURGUIO, K. Estruturas e origem das paisagens tropicais e subtropicais: Fundamentos geológico-geográficos, alterações químicas e físicas das rochas, relevo cárstico e dômico. v 1. Florianópolis: UFSC, 1994. 425p.
- BIRKELAND, P.W. *Pedology, weathering and geomorphological research*. New York: Oxford University Press, 1974. 285p.
- BLOKHUIS, W. A.; KOOISTRA, M. J. & WILDING, L. P. Micromorphology of cracking clayey soils (vertisols). In: DOUGLAS, L. A. *Soil micromorphology: A basic and applied science*. Amsterdam: Elsevier, 1990. p.123-148.
- BOCKHEIM, J. G.; GENNADIYEV, A. N.; HAMMER, R. D. & TANDARICH, J. P. Historical development of key concepts in pedology. *Geoderma*, Amsterdam, v.124, p.23-36, 2005.
- BOHLEN, P. J.; GROFFMAN, P. M.; DRISCOLL, C. T.; FAHEY, T. J. & SICCAMI, T. G. Plant-soil-microbial interactions in a northern hardwood forest. *Ecology*, Washington, v.82, p.965-978, 2001.
- BORCHARDT, G. A. Smectites. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. *Minerals in soil environments*. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.675-727.
- BORGGAARD, O. K. The influence of iron oxides on the surface area of soils. *Journal Soil Science*, Madison, v.33, p.443-449, 1982.
- BOULANG, G. *Les formations bauxitiques lateritiques de Côte- D'ivoire*. Paris: Orstom, 1984. 363p.
- BOURGEON, G. Les "sols rouges" de l'Inde péninsulaire méridionale: pédogenèse fersiallitique sur socle cristallin en milieu tropical. *Pondichéry: Publications du département d'écologie*, v.31, 1992. 271p.
- BOWER, C. A. & GSCHWEND, F. B. Ethylene glycol retention by soils as a measure of surface and interlayer swelling. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, v.16, p.342-345, 1952.
- BOYER, J. *Propriedades do solo e fertilidade*. Salvador: Universidade Federal da Bahia, 1971. 196p.
- BRANDÃO, V. dos S.; PRUSKI, F. F. & SILVA, D. D. da. *Infiltração da água no solo*. 2.ed. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 2003. 98p.

- BREWER, R. Fabric and mineral analysis of soil. New York: Robert Krieger, 1976. 482p.
- BREWER, R. Fabric and mineral analysis of soils. New York: John Wiley & Sons, 1964. 470p.
- BRILHA, J. R. B. Cinética de cristalização e de alteração pós-magmática de uma chaminé basáltica do Complexo Vulcânico de Lisboa: modelização do arrefecimento e do mecanismo de fracturação em profundidade. 1997. 177p. Universidade do Minho/Universidade de Poitiers, . (Tese de Doutorado). Joinville, SC/Poitiers. 1997.
- BRILHA, J. R. B.; SEQUEIRA BRAGA M. A.; PROUST, D.; DUDOIGNON, P. & MEUNIER, A. Interestratificados clorite/saponite e saponite formados por alteração hidrotermal de olivinas em basaltos continentais de Portugal. In: III CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1995. Resumos (cd-room). Rio de Janeiro, 1995. s/p.
- BRUNAUER, S. The adsorption of gases and vapors. Physical adsorption. London: Princeton University Press, 1943. 511p.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGUERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T. Handbook of soil thin section description. Wolverhampton: Waine Research Publication, 1985. 348p.
- BUOL, S. W.; HOLE, F. D. & McCRAKEN, R. J. Soil genesis and classification. 2.ed. Ames: Iowa State University Press, 1980. 406p.
- BUOL, S. W.; HOLE, F. D.; Mc CRACKEN, R. J. & SOUTHARD, R. J. Soil genesis and classification. Ames: Iowa State University Press, 1997. 527p.
- CAMPOS, M. C. C.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; MONTANARI, R. & CAMARGO, L. A. Relações solo-paisagem em uma litossequência arenito-basalto na região de Pereira Barreto, São Paulo. Revista Brasileira de Ciências do Solo, Viçosa, v.31, p.519-529, 2007.
- CANILHO, M. H. Elementos de geoquímica das rochas do maciço ígneo de Sines. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, v.10, p.65-80, 1989.
- CASTRO, S. S. de. Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgada. Apostila. Goiânia/Campinas: UFG/UNICAMP, 2002. 143p.
- CASTRO, S.S. Impregnação de amostras de solos para confecção de lâminas delgadas. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v.31, 1985. 44p. (Boletim Informativo).
- CHAVES, H. M. L. & PIAU, L. P. Efeito da variabilidade da precipitação pluvial e do uso e manejo do solo sobre o escoamento superficial e o aporte de sedimento de uma bacia hidrográfica do Distrito Federal. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.32, p.333-343, 2008.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. 2.ed. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1980. 188p.
- COGO, N. P.; LEVIEN R. & SCHWARZ, R. A. Perdas de solo e água por erosão hídrica influenciadas por métodos de preparo, classes de declive e níveis de fertilidade do solo. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.27, p.743-753, 2003.
- COOPER, M. & VIDAL-TORRADO, P. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.29, p.581-595, 2005.
- COOPER, M. & VIDAL-TORRADO, P. Gênese de ferri-argilãs em horizontes b texturais de uma sequência de solos sobre diabásio em Piracicaba (SP). Scientia Agricola, Piracicaba, v.57, p.745-750, 2000.

- CORNELL, R.M. & SCHWERTMANN, U. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses. Weinheim: VCH, 1996. 573p.
- CORRÊA, M. M.; KER, J. C.; BARRÓN, V.; TORRENT, J. FONTES, M. P. F. & CURI, N. Propriedades cristalográficas de caulinitas de solos do ambiente Tabuleiros Costeiros, Amazônia e Recôncavo Baiano. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.1857-1872, 2008.
- 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 Souza (PB). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.27, p.311-324, 2003.
- COSTA, F. S.; ALBUQUERQUE, J. A.; BAYER, C.; FONTOURA, S. M. V. & WOBETO, C. Propriedades físicas de um Latossolo Bruno afetadas pelo sistema plantio direto e preparo convencional. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.27, p.527-535, 2003.
- CREUTZBERG, D. & SOMBROEK, W.G. Micromorphological characteristics of Nitosols. In: RÉUNION INTERNATIONALE DE MICROMORPHOLOGIE DES SOLS, 7., 1987, Paris. Anais. Paris: Association Française pour l'Etude du Sol, 1987. p.151-155.
- CUNHA, J. E.; NÓBREGA, M. T. & CASTRO, S. C. Infiltração da água no solo no sistema pedológico Campus do Arenito, cidade Gaúcha, Noroeste do Estado de Paraná. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.1837-1848, 2008.
- CUNHA, P.; MARQUES JÚNIOR, J.; CURI, N.; PEREIRA, G. T. & LEPSCH, I. F. Superfície geomorfológica a atributos de Latossolos em uma sequência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.29, p.81-90, 2005.
- CUNHA, T. J. F.; RIBEIRO, L. P.; PALMIERI, F.; SILVA, E. F. & CONCEIÇÃO, M. da. Caracterização e natureza do húmus de Latossolos Amarelos Coesos de Tabuleiro na Região do Recôncavo Baiano. *Magistra*, Cruz das Almas, v.15, p.147-154, 2003.
- DALRYMPLE, J. B.; BLONG, R. J. & CONACHER, A. J. A hypothetical nine unit land surface model. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Berlim, v.12, p.60-76, 1968.
- DANA, J. D & HURLBUT, J. C. S. Manual de Mineralogia. Reimpressão. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1978. 642 p.
- DANA, J. D. Manual de mineralogia. 1.ed. Rio de Janeiro: Livro Técnico e Científico, 1969. 669p.
- DARAB, K. Magnesium in Solonetz Soils. In: DARAB, K. International Symposium on Salt Affected Soils. Karnal: International Symposium on Salt Affected Soils, 1980. p.92-101.
- DEER, W. A.; HOWIER, R. A. & ZUSSMAN, J. Minerais constituintes das rochas: uma introdução. 1.ed. London: Longmans, Green and Company, 1966. 558p.
- DELVIGNE, J. Pedogénese en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Paris: Dunod, 1965. 177p. (Orstom, 13).
- DEMATTE, J. A.; EPIPHANIO, J. C. N.; FORMAGGIO, A. R. Influência da matéria orgânica e de formas de ferro na reflectância de solos tropicais. *Bragantia*, Campinas, v.62, p.451-464, 2003.
- DERPSCH, R.; ROTH, C. H.; SIDIRAS, N. & KOPKE, U. Controle da erosão no Paraná, Brasil: sistemas de cobertura de solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo. Eschborn: GTZ; Londrina: IAPAR, 1991. 272 p.
- DERRUAU, M. Précis de géomorphologie. 4.ed. Paris: Masson et Cie, 1965, 536p.

- DESHPAND, T. L.; GREENLAND, D. J. & QUIRK, J. P. Changes in soil properties associated with the removal of iron and aluminum oxides. *Journal of Soil Science*, Madison, v.19, p.108-122, 1968.
- DIAS, H. C. T.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES FILHO, E. I.; OLIVEIRA, A. P.; MICHEL, R. F. M. & LEMOS JÚNIOR, J. B. Caracterização de solos altimontanos em dois transectos no parque estadual do Ibitipoca (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Viçosa, v.27, p.469-481, 2003.
- DIXON, J. B. & WEED, S. B. *Minerals in soil environments*. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. 1244 p.
- DOBBS, L. B.; CANELLAS, L. P.; ALLEONI, L. R. F.; DE REZENDE, C. E.; FONTES, M. P. F. & VELLOSO, A. C. X. Eletroquímica de Latossolos Brasileiros após a remoção da matéria orgânica humificada solúvel. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.985-996, 2008.
- DUARTE, M. N.; RAMOS, D. P. & LIMA, P. C. Caracterização e gênese de solos desenvolvidos de cobertura quaternária sobre embasamento cristalino, na baixada litorânea do Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.20, p.291-304, 1996.
- DUCHAUFOR, P. *Pédologie: pédogenèse et classification*. Paris: Madison, 1977. 477p.
- DUCHAUFOR, P. *Pedology: pedogenesis and classification*. London: George Allen & Unwin, 1982. 448p.
- DYAL, R. S. & HENDRICKS, S. B. Total surface of clays in polar liquids as a characteristic index. *Soil Science*, Madison, p.421-432, 1950.
- EGLI, M.; FITZE, P. & MIRABELLA, A. Weathering and evolution of soils formed on granitic, glacial deposits: results from chronosequences of Swiss alpine environments. *Catena*, Amsterdam, v.45, p.19-47, 2001.
- ELLIS, J. H. & CALDWELL, O. G. Magnesium clay Solonetz. In: INTERNATIONAL CONGRESS SOIL SCIENCE, 3rd Congress, Oxford: International Congress Soil Science, 1978. p.1348-1373.
- EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA/CNPS, 2006. 306p.
- EMBRAPA. Manual de métodos de análises de solos. Rio de Janeiro: EMBRAPA/CNPS, 1997. 212p.
- EMBRAPA. REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO E APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTO DE SOLOS, 5.ed., 1998, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS, 1998. p. 127.
- EMBRAPA/CNPS. Sistema brasileiro de classificação de solos. 1. ed. Brasília: EMBRAPA/SPI. 1999, 410p.
- ERNEST, W. G. *Minerais e rochas*. São Paulo: Edgar Blucher, 1988. 162p.
- ESRI. ArcView@GIS 3.2a. New York: Environmental Systems Research Institute, Inc. 1999. User's Guide. Disponível na forma digital.
- ESRI. ArcView@GIS 4.3a. New York: Environmental Systems Research Institute, Inc. 2003. User's Guide, 1084 p. Disponível na forma digital.
- ESWARAN, H. & SYS, C. Argillic horizon in soils: formation and significance classification. *Pedologie*, New York, v.29, p.175-190, 1979.

- ESWARAN, H.; van WAMBEKE, A. & BEINROTH, F. H. A study of some highly weathered soils of Puerto Rico: Micromorphological Properties. *Pedology*, New York, v.29, p.139-162, 1979.
- EWART, A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: THORPE, R. S. *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. London: John Wiley, 1982. p.25-87.
- FANNING, D. S. & FANNING, M. C. B. *Soil, morphology, genesis and classification*. New York: John Wiley & Sons, 1989. 395p.
- FANNING, D. S. & KERAMIDAS, V. Z. Micas. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. *Minerals in soil environments*. Madison: Soil Science Society of America, 1977. p.195-258.
- FANNING, D. S.; KERAMIDAS, V. Z. & EL-DESOKY, M. A. Micas. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. *Minerals in soil environments*. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.551-635.
- FAO. *World reference base for soil resources: A framework for international classification, correlation and communication*. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2006. 128p. (World Soil Resource Report 103).
- FAO. *World reference base for soil resources: Lecture notes on the major soils of the world*. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nation, 2001. 337p. (World Soil Resource Report, 94).
- FAURE, G. *Principles and applications of inorganic geochemistry: a comprehensive textbook for geology students*. New York: Macmillam Publishing Company, 1991. 626p.
- FEDOROFF, N. & ESWARAN, H. Micromorphology of ultisols. In: DOUGLAS, L.A. & THOMPSON, M. L. *Soil micromorphology and soil classification*. Madison: Soil Science Society of American, 1985. p.145-164.
- FENTON, T. E. Mollisols. In: WILDING, L. P.; SMECK, N. E. & HALL, G. F. *Pedogenesis and soil taxonomy: II. The soil orders*. Amsterdam: Elsevier, 1983. p.125-160.
- FERNANDES, M. R. *Estudos pedológicos em topossequências na microbacia do córrego das cachoeiras, Paty do Alfarez (RJ)*. 1998. 204p. (Tese de Doutorado) Universidade Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 1998.
- FERNANDES, R. B. A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J. & FONTES, M. P. F. Quantificação de óxidos de ferro de Latossolos Brasileiros por espectroscopia de refletância difusa. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, Viçosa, v.28, p.245-257, 2004.
- FERNANDEZ, R. N. & SCHULZE, D. G. Munsell colors of soils simulated by mixtures of goethite and hematite with kaolinite. *Zeitschrift fur und Pflanzenernährung Bodenkunde, Dung*, v.155, p.473-478, 1992.
- FERREIRA, B. A.; FABRIS, J. D.; SANTANA, D. P. & CURI, N. Óxidos de ferro das frações areia e silte de um Nitossolo desenvolvido de basalto. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.27, p.405-413, 2003.
- FIGUEIREDO, M. A.; FABRIS, J. D.; VARAJÃO, A. F. D. C.; COUCEIRO, P. R. C.; LOUTFI, I. S.; AZEVEDO, I. S. & GARG, V. K. Óxidos de ferro de solos formados sobre gnaiss do Complexo Bação - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.41, p.313-321, 2006.
- FIGUEIREDO, M. A.; VARAJÃO, A. F. D. C.; FABRIS, J. D.; LOUTFI, I. S. & CARVALHO, A. P. Alteração superficial e pedogeomorfologia no sul do complexo Bação-Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.28, p.713-729, 2004.

- FITZPATRICK, E. A. Soil microscopy and micromorphology. New York: John Wiley & Sons, 1993. 304p.
- FONSECA, O. O. M. Caracterização e classificação de solos Latossólicos e Podzólicos desenvolvidos nos sedimentos do terciário no litoral Brasileiro. 1986. 185p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Rural do Rio de Janeiro. Itaguaí, RJ. 1986.
- FONTANA, A. Caracterização química e espectroscópica da matéria orgânica em solos do Brasil. 2006. 60p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 2006.
- FONTE, M. P. F. & WEED, S. B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. Mineralogy. Science Society of America, Madison, v.55, p.1143-1149, 1991.
- FRAGA, T. I.; JUNIOR GENRO, S. A.; INDA, A. V. & ANGHINONI, I. Suprimento de potássio e mineralogia de solos de várzea sob cultivos sucessivos de arroz irrigado. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.33, p.497-506, 2009.
- FRANZEN, D. W.; CIHACEK, L. J.; HOFMAN, V. L. & SWENSON, L. J. Topography-based sampling compared with grid sampling in the northern great plains. Journal of Production Agriculture, Madison, v.11, p.364-370, 1998.
- FREIRE, O. Solos das regiões tropicais. Botucatu: FEPAF, 2006. 271p.
- FUJIMORI, S. Composição química de rochas e suas aplicações. Salvador: Universidade Federal da Bahia, 1990. 301p.
- GAFFEY, S. J.; MCFADDEN, L. A.; NASH, D. & PIETERS, C. M. Ultraviolet, visible and near-infrared reflectance spectroscopy: laboratory spectra of geologic materials. In: PIETERS, C. M. & ENGLERT, P. A. J. Remote geochemical analysis: elemental and mineralogical composition. Cambridge: Cambridge University, 1993. p.43-77.
- GALÁN, A. M. Notas de edafologia. Cádiz: Diputación Provincial de Cádiz, 1986. 265p.
- GHIDIN, A. A.; MELO, V. de F.; LIMA, V. C. & LIMA, J. M. J. C. Toposequência de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. I- mineralogia da fração argila. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.30, p.293-306, 2006a.
- GHIDIN, A. A.; MELO, V. de F.; LIMA, V. C. & LIMA, J. M. J. C. Toposequência de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. II- relação entre mineralogia da fração argila e propriedades físicas dos solos. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.30, p.307-319, 2006b.
- GIAROLA, N. F. B.; SILVA, A. P. & IMHOFF, S. Relações entre propriedades físicas e características de solos da região Sul do Brasil. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.26, p.885-893. 2002.
- GISLASON, S. R. & OELKERS, H. E. The mechanism, rates and consequences of basaltic glass dissolution. Geochimica et Cosmochimica Acta, Washington, v.67, p.3811- 3832, 2003.
- GLASMANN, J. R. & SIMONSON, G. H. Alteration of basalt in soils of Western Oregon. Soil Science Society of America, Madison, v.49, p.262-273, 1985.
- GOBIN, A.; CAMPLING, P. & FEYEN J. Soil-Landscape modeling to quantify spatial variability of soil texture. Physics and Chemistry of the Earth, Amsterdam, v.26, p.41-45, 2001.
- GOEDERT, W. J. & BEATTY, M. T. Caracterização de grumussolos no Sudoeste do Rio Grande do Sul. II. Mineralogia e Gênese. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v.6, p.183-193, 1971.

- GOES, M. H. B. & MOREIRA, I. C. Atlas ambiental do município de Seropédica-RJ por geoprocessamento. Rio de Janeiro, 2006. CD-ROM.
- GOMES, J. B. V.; CURI, N.; MOTTA, P. E. F.; KER, J. C.; MARQUES JÚNIOR, J. G. S. M. & SCHULZE, D. G. Análises de componentes principais de atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos do bioma Cerrado. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.28, p.137-153, 2004.
- GOMES, P. C. Fracionamento e biodisponibilidade de metais pesados influenciados por calagem e concentrações de metais em Latossolo Vermelho-Amarelo. 1996. 161p. (Tese de Doutorado). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 1996.
- GONÇALVES, N. M. M. Transformações mineralógicas e estruturais relacionadas à alteração hidrotermal e intempérica de rochas vulcânicas básicas da Bacia do Paraná Setentrional – Região de Ribeirão Preto–SP, Brasil. 1987. 212p. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo. 1987.
- GOOGLE EARTH. Disponível em: <http://www.google.earth.com.br>. Acesso em 20 de janeiro de 2006.
- GRIFFITHS, R. P.; MADRITCH, M. D. & SWANSON, A. K. The effects of topography on forest soil characteristics in the Oregon Cascade Mountains (USA): implications for the effects of climate change on soil properties. *Forest Ecology and Management*, Amsterdam, v. 257, p.1-7, 2008.
- GRIMALDI, C.; FRITSCH, E. & BOULET, R. Composition chimique des eaux de nappe et évolution d'un matériau ferrallitique en présence du système muscovite-kaolinite-quartz. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, Paris, v.319, p.1383-1389, 1994.
- GUERRA, A. J. T. & BOTELHO, R. G. M. Erosão dos solos. In: CUNHA, S. B. da. & GUERRA, A. J. T. *Geomorfologia do Brasil*. 3.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p.181-227.
- GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. da. *Geomorfologia e meio ambiente*. 5.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. 394p.
- GUERRA, A. J. T. O início do processo erosivo. In : GUERRA, A. J. T. ; SILVA, A. S. & BOTELHO, R. G. M. *Erosão e conservação dos solos*. 2.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005. p.1-55.
- GUERRA, J. G. M.; SANTOS, G. A.; SILVA, L. S. & CAMARGO, F. A. O. Macromoléculas e substâncias húmicas. In: SANTOS, G. de. A.; SILVA, L. S. da.; CANELLAS, L. P. & CAMARGO, F. A. O. *Fundamentos da matéria orgânica do solo*, 2008. p.19-26.
- GUNAL, H. & RANSOM, M. D. Clay illuviation and calcium carbonate accumulation along a precipitation gradient in Kansas. *Catena*, Amsterdam, v.68, p.59-69, 2006.
- HALLETT, R. B. & KYLE, P. R. XRF and INAA determinations of major and trace elements in geological survey of Japan igneous and sedimentary rock standards. *Geostandards*, Newsletter, v.17, p.127-133, 1993.
- HE, Y.; LI, D. C.; VELDE, B.; YANG, Y. F.; HUANG, C. M.; GONG, Z. T. & ZHANG, G. L. Clay minerals in a soil chronosequence derived from basalt on Hainan Island, China and its implication for pedogenesis. *Geoderma*, Amsterdam, v.148, p.206-212, 2008.
- HEILMAN, M. D.; CARTER, D. L. & GONZALEZ, C. L. The ethylene glycol monoethyl ether technique for determining soil surface area. *Journal of Soil Science*, Madison, v.100, p.409-413, 1965.

- HUGHES, J. C. & BROWN, G. A crystallinity index for soil kaolins and its relation to parent rock, climate and soil nature. *Journal of Soil Science*, Madison, v.30, p.557-563, 1979.
- HUS, P. H. Aluminum oxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. *Minerals in soil environments*. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.331-378.
- IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Hidrografia e hipsometria. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 15 de outubro de 2007.
- IBRAHIM, L. & MELFI, A. J. Qualidade de um sistema Latossolo-Argissolo como receptor de efluentes no município de Lins (SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.1369-1377, 2008.
- IBRAHIM, L. Caracterização física, química, mineralógica e morfológica de uma sequência de solos em Lins, São Paulo. 2002. 86p. (Dissertação de Mestrado). Universidade de São Paulo/ESALQ, Piracicaba, SP. 2002.
- IBRAIMO, M. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; LANI, J. L.; ROLIM-NETO, F. C.; ALBUQUERQUE, M. A. & MIRANDA, V. J. Gênese e micromorfologia de solos sob vegetação xeromórfica (Caatinga) na Região dos Lagos (RJ). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.28, p.695-712, 2004.
- INDA JÚNIOR, A. V. & KÄMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução redutiva em solos da região tropical e subtropical. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.29, p.851-866, 2005.
- INDA JÚNIOR, A. V.; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P. C.; BOENIR, M.; SALTON, J. C. & TONIN, A. T. Variáveis correlacionadas à estabilidade de complexos organo-minerais em solos tropicais e subtropicais brasileiros. *Ciência Rural*, Rio Grande do Sul, v.37, p.1301-1307, 2007.
- JACKSON, M. L. *Soil chemical analysis- advanced course*. 2.ed. Madison: Published by the autor, University of Wisconsin, 1975.375 p.
- JACOMINE, P. K. T. Origem e evolução dos conceitos e definições de atributos, horizontes diagnósticos e das classes de solos do sistema brasileiro de classificação de solos (SiBCS). In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P. & CARDOSO, E. J. *Tópicos em Ciências do Solo*. v.IV. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. p.193-231.
- JENNY, H. *Factors of soil formation: a system of quantitative*. New York: McGraw-Hill, 1941. 271p.
- KABATA-PENDIAS, A. & PENDIAS, H. *Trace elements in soils and plants*. Boca Raton: CRC Press, 1985. 315p.
- KABATA-PENDIAS, A. & PENDIAS, H. *Trace elements in soils and plants*. 2. ed. Boca Raton: CRC Press, 1992. 365p.
- KÄMPF, N & CURI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ V., V. H. & SCHAEFER, C. E. *Tópicos em Ciências do Solo*. v.I. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p.107-138.
- KÄMPF, N. & CURI, N. Argilominerais em solos brasileiros. In: CURI, N.; MARQUES, J. J.; GUILERME, L. R. G.; LIMA, J. M.; LOPES, A. S. & ALVAREZ V., V. H. *Tópicos em ciências do solo*. v.III. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. p.1-54.
- KÄMPF, N. & SCHWERTMANN, U. Relação entre óxidos de ferro e cor em solos caulíníticos do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.7, p.27-31, 1983.

- KÄMPF, N. & SCHWERTMANN, U. The 5 M NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. *Clays and Clay Minerals*, Boulder, v.30, p.400-408, 1982.
- KÄMPF, N.; REZENDE, M. & CURI, N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: *INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP*, 8., 1986, Rio de Janeiro. *Proceedings*. Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNLCS, 1988. p.71-77.
- KÄMPF, N.; SCHNEIDER, P. & GIASSON, E. Propriedades, pedogênese e classificação de solos construídos em áreas de mineração na bacia carbonífera do baixo Jacuí (RS). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.2, p.79-88, 1997.
- KIEHL, J. E. *Manual de edafologia: relação solo-planta*. São Paulo: Editora Agronômica Ceres, 1979. 262p.
- KLAMT, N. & BEATTY, M. T. Gênese duma sequência de solos da região do Planalto médio Riograndense. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.7, p.99-109, 1972.
- KOHNKE, H. *Soil physics*. New York: McGraw Hill, 1968. 224p.
- KÖPPEN, W. *Das geographische system der klimare. Handbuch der klimatologie*. Berlin: Borhtraeger, 1938.
- KUHN, P.; TERHORST, B. & OTTNER, F. Micromorphology of middle Pleistocene Paleosols in northern Italy. *Quaternary International*, v.156-157, p.156-166, 2006.
- LACERDA, M. P. C.; QUEMÉNÉUR, J. J. G.; ANDRADE, H.; ALVES, H. M. & VIEIRA, T. G. C. Estudo da relação pedomorfogeológica na distribuição de solos com horizontes B textural e B nítico na paisagem de Lavras (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.271-284, 2008.
- LANGE, O.; IVANOVA, M. & LEBEDEVA, N. *General Geology*. Moscow: Foreign Languages Publishing House, 1960. 299p.
- LEINZ, V. & AMARAL, S. E. *Geologia Geral*. 11.ed. São Paulo: Editora Nacional, 1989. 487p.
- LEITE, G. L. D.; MUGGLER, C. C.; GONÇALVES, C. M. & ROSCOE, R. Caracterização química e mineralógica de sequência de alteração de rochas metamórficas do Quadrilátero Ferrífero e do Complexo Gnáissico- migmatítico granítico. *Revista Ceres*, Viçosa, v.43, p.200-215, 1996.
- LEMONS, R. C. & SANTOS, R. D. *Manual de descrição e coleta de solos no campo*. 3.ed. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1996. 84p.
- LEPSCH, I. F. *Formação e conservação dos solos*. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 178p.
- LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W. & DANIELS, R. Soil landscape relationships in the occidental plateau of São Paulo, Brazil: II. Soil morphology, genesis and classification. *Soil Science Society of America*, Madison, v.41, p.109-115, 1977.
- LIMA, H. N.; MELLO, J. W. V.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C. & LIMA, A. M. N. Mineralogia e química de três solos de uma topossequência da Bacia Sedimentar do Alto Solimões, Amazônia Ocidental. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.30, p.59-68, 2006.
- LUVIZZOTO, J. L. *Caracterização metamórfica das rochas do Grupo Araxá na Região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de Minas Gerais*. 2003. 152p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP. 2003.

- MACHADO, R. L.; CARVALHO, D. F.; COSTA, R. J.; OLIVEIRA NETO, D. H. & PINTO, M. F. Análise da erosividade das chuvas associadas aos padrões de precipitação pluvial na Região de Ribeirão das Lajes (RJ). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.2113-2123, 2008.
- MALAGON, D. Fundamentos de mineralogía de suelos. v.II. Mérida, Venezuela: CIDIAT, 1979. 597-747p.
- MALO, D. D.; WORCESTER, B. K.; CASSEL, D. K. & MATZDORF, K. D. Soil-landscape relationships in a closed drainage system. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, v.38, p.813-817, 1974.
- MARQUES JÚNIOR, J. Litocronocromossequência de solos da região de Lavras (MG). 1988. 78p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG. 1988.
- MARTINS, V. M. Relação solo-relevo-substrato geológico nas planícies costeiras de Bertiooga (SP). 2009. 237p. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo/ESALQ, Piracicaba, SP. 2009.
- McCALEB, S. B. The genesis of red-yellow podzolic soils. *Soil Science Society America Proceedings*, Madison, v.23, p.164-168, 1959.
- McKEAGUE, J. A.; BRYDON, J. E. & MILES, N. M. Differentiation of forms of extractable iron and aluminum in soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, v.35, p.164-168, 1971.
- 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*, Boulder, v.5, p.317-327, 1960.
- MELO, G. W.; MEURER, E. J. & PINTO, L. F. S. Fontes de potássio em solos distroféricos caulíníticos originados de basalto no Rio Grande do Sul. *Sociedade Brasileira de Ciências do Solo*, Viçosa, v. 28, p. 597-603, 2004.
- MELO, V. F.; NOVAIS, R. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FONTES, M. P. F. & SINGH, B. Mineralogia das frações areia, silte e argila de sedimentos do Grupo Barreira no Municípios de Aracruz, Estado do Espírito Santo. *Sociedade Brasileira de Ciências do Solo*, Viçosa, v. 26, p. 29-41, 2002b.
- MELO, V. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FONTES, L. E. F.; CHAGAS, A. C.; LEMOS JÚNIOR, J. B. & ANDRADE, R. P. Caracterização física, química e mineralógica de solos da Colônia Agrícola do Apiaú (Roraima, Amazônia), sob diferentes usos e após queima. *Sociedade Brasileira de Ciências do Solo*. Viçosa, v.30, p.1039-1050, 2006.
- MELO, V. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F.; SINGH, B. & FONTES, M. P. F. Potassium and magnesium in clay minerals of some Brazilian soil as indicated by a sequential extraction procedure. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, London, v.33, p.2203-2225, 2002a.
- MELO, V. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F. & FONTES, M. P. F. Chemical and mineralogical properties of kaolinite-rich Brazilian soil. *Soil Science Society American Journal*, Madison, v.65, p.1324-1333, 2001.
- MENDONÇA, E. S. & ROWELL, D. L. Mineral and organic fractions of two Oxisols and their influence on effective cation-exchange capacity. *Soil Science Society of America*, Madison, v.60, p.1888-1892, 1996.
- MENEZES, C. E. G. Diagnóstico de degradação do solo em função da topografia e cobertura vegetal no município de Pinheiral-RJ. 1999. 186p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 1999.

- MERMUT, A. R. & PAPE, T. Micromorphology of two soils from Turkey, with special reference to in-situ formation of clay cutans. *Geoderma*, Amsterdam, v.5, p.271-281, 1971.
- MESTDAGH, M. M.; VIELVOYE, L. & HERBILLON, A. J. Iron in kaolinite: II. The relationship between kaolinite crystallinity and iron content. *Clay Minerals*, London, v.15, p.1-13, 1980.
- MEYER, L. D.; ZUHDI, B. A.; COLEMAN, N. L. & PRASAD, S. N. Transport of sand-size sediment along crop row furrows. *Transactions of the ASAE*, St Joseph, v.26, p.106-111, 1983.
- MICHELIN, C. R. L.; HARTMANN, L. A.; PIRES, C. A. F. & ROSENTENSTEGEL, L. M. R. Sequência de formação das cavidades no basalto e seu preenchimento com zeolitas, arenito, ágata e ametista, São Martinho da Serra, Rio Grande do Sul, Brasil. In: IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2008, Foz do Iguaçu. Resumos expandidos. Foz do Iguaçu: UFPR, 2008. s/p.
- MILITKY, J.; KOVACIC, V & RUBNEROVA, J. Influence of thermal treatment on tensile failure of basalt fibres. *Engineering Fracture Mechanics*, New York, v.69, p.1025 -1033, 2002.
- MILLER, B. J. Ultisols. In: WILDING, L. P.; SMECK, N. E. & HALL, G. F. Pedogenesis and soil taxonomy. I. Concepts and interactions. Amsterdam: Elsevier, 1983. p.283-324.
- MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping, particularly for East American soils. *Soil Research*, Berlin, v.4, p.183-198, 1935.
- 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 American Journal*, Madison, v.46, p.1228-1235, 1982.
- MONIZ, A. C. & JACKSON, M. L. Quantitative mineralogical analysis of Brazilian soil derived from basic rocks and slate. Madison: Soil Science Society of America, 1967. 74p. (Soil Science Report, 212).
- MONIZ, A. C. Luz no fim do túnel. *Sociedade Brasileira de Ciências do Solo*, Viçosa, v.26, p.16-20, 2001. (Boletim Informativo).
- MONIZ, A. C. Sequência de evolução de solos derivados de arenito Bauru e de rochas básicas da região nordeste do Estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, v.22, p.309-335, 1973.
- MONIZ, A. C. Formation of an Oxisol-Ultisol transition in Sao Paulo, Brazil. 1980. North Carolina State University, Raleigh. 1980. 290p. (Tese de Doutorado).
- MONTANARI, R.; MARQUEZ JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T. & SOUZA, Z. M. Forma da paisagem como critério para otimização amostral de Latossolos sob cultivo de cana-de-açúcar. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.40, p.69-77, 2005.
- MOREAU, A. M. S. dos. S.; KER, J. C.; COSTA, L. M. da. & GOMES, F. H. Caracterização de solos de duas toposequências em tabuleiros costeiros do Sul da Bahia. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.30, p.1007-1019, 2006.
- MOREIRA, F. L. M. D. Influência dos atributos físicos, químicos e mineralógicos sobre a capacidade de adsorção de fósforo em solos do Estado do Ceará. 2000. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE. 2000. 68p.
- MOREIRA, H. L. & OLIVEIRA, V. A. de. Evolução e gênese de um Plintossolo Pétrico Concrecionário êntrico argissólico no município de Ouro de Verde de Goiás. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.1683-1690, 2008.

- 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. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.31, p.445-454, 2007.
- MUGGLER, C. C.; VAN GRIETHUYSEN, C.; BUURMAN, P. & PAPE, T. Aggregation, organic matter, and iron oxide morphology in Oxisols from Minas Gerais, Brazil. *Soil Science*, Madison, v.64, p.759-770, 1999.
- NACIF, P. G. S. Ambientes naturais da bacia hidrográfica do Rio Cachoeira, com ênfase aos domínios pedológicos. 2001. 119p. (Tese de Doutorado). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2001.
- NAIME, U. J. Caracterização de solos de terraço nas Zonas da Mata e Rio Doce, Minas Gerais. 1988. 76p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 1988.
- NASCIMENTO, G. B. do. Atributos diferenciais de Latossolos e Argissolos Amarelos: uma contribuição para o SiBCS. 2005. 143p. (Tese de Doutorado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 2005.
- NETTLETON, W. D.; FLACH, K.W. & BRASHER, B. R. Argillic horizons without clay skins. *Soil Science Society America Proceedings*, Madison, v.33, p.121- 125, 1969.
- NEWMAN, A. C. D. & BROWN, G. The chemical constitution of clays. In: NEWMAN, A. C. D. *Chemistry of clays and clay minerals*. Monograph nº 16. London: Longman Scientific & Technical Mineralogical Society, 1987a, p.50-51.
- NEWMAN, A. C. D. & BROWN, G. The chemical constitution of clays. In: NEWMAN, A. C. D. *Chemistry of clays and clay minerals*. Monograph nº 16. London: Longman Scientific & Technical Mineralogical Society, 1987b, p.24.
- NIZEYIMANA, E.; BICKI, T. J. Soil and soil landscape relationships in the north central region of Rwanda, East-Central Africa. *Soil Science*, Baltimore, v.153, p.225-236, 1992.
- NORRISH, K. & TAYLOR, R. M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. *Journal of Soil Science*, Madison, v.12, p.294-306, 1961.
- NOVAIS, R. F.; SMYTH, T. J. & NUNES, F. N. VII- Fósforo. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ V, V. H.; BARROS, N. F.; FONTES, R. L. F.; CANTARUTTI, R. B. & NEVES, J. C. L. *Fertilidade do solo*. 1.ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007. p.472-550.
- NOWATZKI, C. H. & ZELTZER, F. *Minerais e Rochas*. Porto Alegre: Redacta, 1979. 168p.
- NUMMER, A. R. Análise estrutural e estratigrafia do Grupo Andrelândia na Região de Santa Rita do Ibitipóca-Lima Duarte, Sul de Minas Gerais. In: *Boletim de Resumos da II Bienal de Pesquisa da UFRRJ*, Rio de Janeiro. Resumo. Rio de Janeiro: Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1991. p.151-155.
- NUMMER, A. R. Geometria e cinemática de alojamento do maciço granítico de Arrozal Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro. 2001. 171p. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, SP. 2001.
- NUMMER, A. R.; JACQUES, P. D.; QUEIROZ, A. C. F.; ROCHA, E. N.; BERGAMO, R. B. A.; GRAZINOLLI, P. L. & GOMES, R. Mapeamento geológico litoestratigráfico e análise estrutural da região de Pinheiral, Rio de Janeiro: escala: 1:30.000. Rio de Janeiro, 1996. 4p.
- OCHOA, G.; BRACHO, H. & OBALLOS, S. J. Significación pedología del hierro en una secuencia de la estación experimental San Eusebio. *Agronomía Tropical*, Mérida, v.50, p.589-613, 2000.

- OLIVEIRA, C. V. de. Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos, gênese e uso de solos do Projeto Jáiba, Norte de Minas Gerais. 1999. 161p. (Tese de Doutorado). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 1999.
- OLIVEIRA, J. A. Caracterização física da bacia do Ribeirão Cachimbal-Pinheiral-RJ e de suas principais paisagens degradadas. 1998. 143p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Seropédica, RJ. 1998.
- OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. K. T. & CAMARGO, M. N. Classes gerais de solos do Brasil. Jaboticabal: FUNEP, 1992. 201p.
- OLPHEN, H. An introduction to clay colloid chemistry. New York: Interscience, 1963. 236p.
- PACHEPSKY, Y. A.; TIMLIN, D. J. & RAWLS, W. J. Soil water retention as related to topographic variables. Soil Science Society American Journal, Madison, v.65, p.1787-1795, 2001.
- PARFITT, R. L. Anion adsorption by soil and soil materials. Advances Agronomy, Newark. v.30, p.1-50, 1978.
- PARK, S. J. & BURT, T. P. Identification and characterization of pedogeomorphological processes on a hillslope. Soil Science Society American Journal, Madison, v.66, p.1897-1910, 2002.
- PASCALE, C. Factores formadores de suelos. In: CONTI, M. Principios de edafología: en énfasis en suelos argentinos. 2.ed. Buenos Aires: Editorial Facultad de Agronomía, 2000. p.117-131.
- PEDRON, F. A. Mineralogia, morfologia e classificação de saprolitos e Neossolos derivados de rochas vulcânicas no Rio Grande do Sul. 2007. Universidade Federal de Santa Maria. Santa Maria, RS. 2007. 160p. (Tese de Doutorado).
- PEDROTTI, A.; FERREIRA, M. M.; CURI, N.; SILVA, M. L. N.; LIMA, J. M. & CARVALHO, R. Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.27, p.1-9, 2003.
- PEREIRA, M. G. Formas de Fe, Al e Mn como índices de pedogênese e adsorção de fósforo com solos do Estado do Rio de Janeiro. 1996. 218p. (Tese de Doutorado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 1996.
- PEREIRA, S. B.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. & MATOS, A. T. de. Despreendimento e arraste do solo pelo escoamento superficial. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v.7, p.423-429, 2003.
- PETERSCHMITT, E.; FRITSCH, E.; RAJOT, J. L. & HERBILLON, A. J. Yellowing, bleaching and ferritization processes in soil mantle of the Western Glâts, South India. Geoderma, Amsterdam, v.74, p.235-253, 1996.
- PHILLIPS, J. D. Geogenesis, pedogenesis, and multiple causality in the formation of texture-contrast soils. Catena, Amsterdam, v.58, p.275-295, 2004.
- PIRSSON, L. V. Rocks and rocks minerals. 3.ed. New York: John Wiley y Sons, 1952. 349p.
- PLAÇON, A. & ZACHARIE, C. An expert system for the structure characterization of kaolinites. Clay Minerals, London, v.25, p.249-261. 1990.
- PONNAMPERUMA, F. N. The chemistry of submerged soils. Advances in Agronomy, Newark, v.24, p.29-96, 1972.
- POPP, J. H. Geologia Geral. 5.ed. Rio de Janeiro: LTC, 1998. 376p.

- PORTUGAL, A. F.; COSTA, O. D. V.; COSTA, L. M. da. C. & SANTOS, B. C. M. dos. Atributos químicos e físicos de um Cambissolo Háplico Tb Distrófico sob diferentes usos da Zona da Mata Mineira. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.249-258, 2008.
- POTSCH, C. Mineralogia e Geologia. Rio de Janeiro: Livraria Francisco Alves, 1954. 349p.
- PROJETO RADAMBRASIL. Folhas S. 23/24, Levantamento de recursos naturais, v.32, Rio de Janeiro, 1983. 775p. e mapas.
- REID-SOUKUP, D. & ULREY, A. L. Smectites. In: DIXON, J. B. & SHULZE, D. G. Soil mineralogy with environmental applications. Madison: Soil Science Society of America, 2002. p.467-499.
- REINERT, D. J.; ALBUQUERQUE, J. A.; REICHERT, M. J.; AITA, C. & ANDRADA, M. M. C. Limites críticos de densidade do solo para o crescimento de raízes de plantas de cobertura em Argissolo Vermelho. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.1805-1816, 2008.
- REIS, M. S. Composição granulométrica e características químicas do solo de uma topossequência sob pastagem, numa frente pioneira de Marabá-PA. 2005. 71p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém. 2005.
- RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C. & REZENDE, S. B. de. Mineralogia dos solos brasileiros: interpretação e aplicações. Lavras: Universidade Federal de Lavras. 2005. 192p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; RESENDE, S. B. & CORRÊA, G. F. Pedologia: base para distinção de ambientes. Viçosa: NEPUT, 1995. 304p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B. de. & CORRÊA, G. F. Pedologia: base para distinção de ambientes. 4.ed. Viçosa: NEPUT, 2002. 338p.
- RIBEIRO, A. C.; RESENDE, M. & FERNANDES, B. Latossolos em horizonte subsuperficial escurecido na região de Viçosa. *Revista Ceres*, Viçosa, v.19, p.280-298, 1972.
- RICHARDS, L. A. Diagnosis and improvement of saline and alkalni soils. Washington: D.C, U.S. Government, 1954. 172p. (U.S. Department of Agriculture Handbook, 60)
- ROLIM NETO, F. C; SCHAEFER, C. E. G. R.; COSTA, L. M.; CORRÊA, M. M.; FERNANDES FILHO, E. I. & IBRAIMO, M. M. Adsorção de fósforo, superfície específica e atributos mineralógicos em solos desenvolvidos de rochas vulcânicas do alto Paranaíba (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.28, p.953-964, 2004.
- RUBERTI, E.; SZABÓ, G. A. J. & MACHADO, R. Rochas metamórficas. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. Decifrando a terra. São Paulo: Oficina de Texto, 2000. p.381-398.
- SÁ, M. A. C.; LIMA, J. M.; SILVA, M. L. N. & DIAS JUNIOR, M. S. Comparação entre métodos para estudo da estabilidade de agregados em solo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.35, p.2043-2053, 2000.
- SALOMÃO, F. X. T. Controle e prevenção de processos erosivos In: GUERRA, A. J.; GARRIDO, R. & SOARES, A. Erosão e conservação de solos: conceitos, bases e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p.229-267.
- SANTOS, M. C. Afinal, o que é cerosidade. *Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.26, p.10-12, 2001. (Boletim Informativo).
- SANTOS, R. D. dos.; LEMOS, R. C. de.; SANTOS, H. G. dos.; KER, J. C. & ANJOS, L. H. C. Manual de descrição e coletas de solos no campo. 5.ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo e EMBRAPA/CNPS, 2005. 100p.

- SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; GILKES R. J.; CAMPOS J. C.; COSTA, L. M. & SAADI, A. Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study. *Geoderma*, Amsterdam, v.107, p.243-269, 2002.
- SCHAETZL, R. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins theory, detection, and application. *Soil Science*, Baltimore, v.163, p.570-590, 1998.
- SCHNEIDER, A. W. Vulcanismo basáltico da bacia do Paraná: perfil Foz do Iguaçu- Serra da Esperança. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1970, Brasília. Anais. Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p.211-217.
- SCHNITZER, M. Binding of humic substances by soil mineral colloids. In: HUANG, P.M. & SCHNITZER, M. Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Madison: Soil Science Society of America, 1986.p.77-101.
- SCHULZE, D. G. An introduction to soil mineralogy. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.11-34.
- 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*, Boulder, v.32, p.27-39, 1984.
- SCHWERTMANN, U. & FECHTER, H. The influence of aluminum on iron oxides. XI-Aluminum substituted maghemite in soils and its formation. *Soil Science America Journal*, Madison, v.48, p.1462-1463. 1984.
- SCHWERTMANN, U. & MURAD, E. Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clays and Clay Minerals*, Boulder, v.31, p. 277-284, 1983.
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.379-438.
- SCHWERTMANN, U. Differenzierung der eisenoxide des bodens durch extraction mit ammoniumoxalate-lossung. *Zeitschrift fur und Pflanzenernahrung Bodenkunde, Dung*. v.105, p.194-202, 1964.
- SCHWERTMANN, U. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxides. *Nature*, New York, v.212, p.645-646. 1966.
- SCHWERTMANN, U. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation. In: BIGHAM, J. M. & CIOLKOSZ, E. J. Soil color. Madison: Soil Science Society of America, 1993. p.51-69. (Special publication, 31).
- SCHWERTMANN, U. Solubility and dissolution of iron oxides. *Plant Soil*, Netherlands, v.130, p.1-25, 1991.
- SCHWERTMANN, U. Transformation of hematite to goethite in soils. *Nature*, New York, v.232, p.64-65, 1971.
- SILVA NETO, L. F.; INDA, A. V.; BAYER, C.; DICK, D. P. & TONIN, A. T. Óxidos de ferro em Latossolos tropicais e subtropicais Brasileiros em plantio direto. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.1873-1881, 2008.
- SILVA, A. M.; SCHULZ, H. E. & CAMARGO, P. B. Erosão hidrossedimentologica em bacias hidrográficas. São Carlos: RiMa, 2004. 138p.
- SILVA, E. F. da.; ASSIS JÚNIOR, R. N. & SOUSA, G. I. G. Efeito da qualidade da água de irrigação sobre atributos hídricos de um Neossolo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.29, p.389-396, 2005a.

- SILVA, F. D. da.; COUCEIRO, P. R. da. C.; FABRIS, J. D.; GOULART, A. T. & KER, J. C. Magnesian ferrite and pedogenetic pathway of transformation of iron magnetic oxides in two soil profiles derived from tuffite of the Alto Paranaíba (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.29, p.763-775, 2005b.
- SILVA, M. B. Caracterização dos solos em uma topossequência no Campus da UFRRJ. 1993. 141p. (Dissertação de Mestre). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 1993.
- 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. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.25, p.965-976, 2001.
- SILVA, V.; MOTTA, A. C. V.; MELO, V. F. & LIMA, V. C. Variáveis de acidez em função da mineralogia da fração argila do solo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.32, p.551-559, 2008.
- SIMONSON, R. M. What soils are. In: USDA. *Yearbook of Agriculture*. Washington: U.S. Government Printing Office, 1957. p.17-31.
- SIVARAJASINGHAM, S.; ALEXANDER, L. T.; CADY, J. G. & CLINE, M. G. Laterite. *Advances in Agronomy*, Newark, v.14, p.1-60, 1962.
- SIX, J.; BOSSUYT, H.; DEGRYZE, S & DENEFF, K. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research*, Amsterdam, v.79, p.7-31, 2004.
- SMITH, G. D.; NEWHALL, F.; ROBINSON, L. H & SWANSON, D. Soil temperature regimes: their characteristics and predictability. Washington: Soil Conservation Service, 1964. 13p.
- SOKOLOV, S. I. Magnesium alkalinity of soils. In: IVANOVA, E. N. & NOGINA, N. A. *Investigations in the field of soil genesis*. New Delhi: National Scientific Documentation Centre, 1963. p.308-331.
- SOMBROEK, W. G. & SIDERIUS, W. Nitisols and their genesis. In: Second meeting of the Eastern African sub-committee for soil correlation and land evaluation. v.47. Addis Ababa: FAO, *World Soil Resources Reports*, 1976. p.84-86.
- SOMBROEK, W. G. & SIDERIUS, W. Nitisols, a quest for significant diagnostic criteria. In: *Annual Report*. Wageningen: International Soil Museum, 1981. p.11-31.
- SOMBROEK, W. G. Identification and use of subtypes of the argillic horizon. In: *PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RED SOILS*, 1986, Nanjing. Resumo. Nanjing, Beijing: Institute of Soil Science, Academia Sinica, Science Press, 1986. p.159-166.
- SOUBRAND-COLIN, M.; HOREN, H. & COURTIN-NOMADE, A. Mineralogical and magnetic characterization of iron titanium oxides in soils developed on two various basaltic rocks under temperate climate. *Geoderma*, Amsterdam, v.149, p.27-32, 2009.
- SOUSA, R.; CAMARGO, F. A. O. & VAHL, L. C. Solos alagados. In: MEURER, E. J. *Fundamentos de química do solo*. 2.ed. Porto Alegre: Genesis, 2004. p.207-237.
- SOUZA, C. K; MARQUES JÚNIOR, J.; MARTINS FILHO, M. V.; PEREIRA, G. T. Influência do relevo na variação anisotrópica dos atributos químicos e granulométricos de um Latossolo em Jaboticabal, SP. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v.23, p.486-495, 2003a.
- SOUZA, C. K; MARQUES JÚNIOR, J.; MARTINS FILHO, M. V.; PEREIRA, G. T. Influência do relevo e erosão na variabilidade espacial de um Latossolo em Jaboticabal (SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.6, p.1067-1074, 2003b

- 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, Botucatu*, v.9, p.1-11, 2004.
- SPOSITO, G. *The chemistry of soils*. London: University Press, 1989. 277p.
- SPRY, A. *Metamorphic texture*. Oxford: Pergamon Press, 1974. 350p.
- STEVENSON, F. J. *Humus chemistry, genesis, composition and reactions*. New York: John Wiley and Sons, 1982. 443p.
- STEVENSON, F. J. *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. 2.ed. New York: John Wiley and Sons, 1994. 496p.
- STRECK, E. V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C. do. & SCHNEIDER, P. *Solos do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: UFRGS, 2002. 108p.
- SZABÓ, G. A. J.; BABINSKI, M. & TEIXEIRA, W. Rochas ígneas. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. *Decifrando a terra*. São Paulo: Oficina de Texto, 2000. p.327-346.
- TAN, K. H. *Principles of soil chemistry*. New York: Marcel Dekker, 1998. 521p.
- TAWORNPRUEK, S.; KHEORUENROMNE, I.; SUDDHIPRAKARN, A. & GILKES, R. J. Properties of red Oxisols on calcareous sedimentary rocks in Thailand. *Geoderma*, Amsterdam, v.136, p.477-493, 2006.
- TEREFE, T.; SANCHO-MARISCAL, I.; PEREGRINA, F. & ESPEJO, R. Influence of heating on various properties of six Mediterranean soils: A laboratory study. *Geoderma*, Amsterdam, v.143, p.273-280, 2008.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R. *The water balance*. New Jersey: Laboratory of Climatology, 1955. 104p.
- TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B. & MELFI, A. F. Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. *Decifrando a terra*. São Paulo: Oficina de Texto, 2000. p.140-166.
- TREMOCOLDI, W. A. Mineralogia dos silicatos e dos óxidos de ferro da fração argila de solos desenvolvidos de rochas básicas no Estado de São Paulo. *Revista Biociências*, Rio Grande do Sul, v.9, p.15-22, 2003.
- TROEH, F. R. Landform equations fitted to contour maps. *Soil Science Society American*, Madison, v.26, p.616-27, 1965.
- TYLER, S.A. & MARSDEN, R. W. The nature of leucoxene. *Journal of Sedimentary Petrology*. New Jersey, v.8, p.55-58, 1938.
- UFRRJ; EMBRAPA/CNPS & UFF/CANP, 1998, trabalho não publicado (informe pessoal).
- UNAMBA-OPARAH, I. The potassium status of the sandy soils of Northern Imo State, Nigeria. *Soil Science*, Madison, v.139, p.437-445, 1985.
- USDA- United State Department of Agriculture. Soil Survey Staff. *Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2.ed. Washington: U.S. Government Printing Office, 1999. 871p.
- USDA- United State Department of Agriculture. Soil Survey Staff. *Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Washington: U.S. Government Printing Office, 1975. 754p. (Agriculture Handbook, 436).
- USDA- United State Department of Agriculture. Soil Survey Staff. *Keys to soil taxonomy*. 10.ed. Washington: U.S. Government Printing Office, 2006. 332p.

- USDA- United State Department of Agriculture. Soils and men. The Yearbook of Agriculture. Washington: U.S. Government Printing Office, 1938. 1232p.
- VALLADARES, G. S. Formas de ferro como índices de pedogênese e adsorção de fósforo. 2000. 133p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 2000.
- VAMBEK, A. Van. Criteria for classifying tropical soils by age. *Journal of Soil Science*, Madison, v.13, p.24-132, 1962.
- VAN RANST, E. & DE CONINCK, F. Evaluation of ferralysis in soil formation. *European Journal of soil Science*, Oxford, v.53, p.513-519, 2002.
- VEPRASKAS, M. J. & CALDWELL, P. V. Interpreting morphological features in wetland soils with a hydrologic model. *Catena*, Amsterdam, v.73, p.153-165, 2008.
- VIDAL-TORRADO, P. Essa tal cerosidade. *Sociedade Brasileira de Ciências do Solo*, Viçosa, v.26, p.13-15, 2001. (Boletim Informativo).
- VIDAL-TORRADO, P.; CALVO, R.; MACIAS, F.; CARVALHO, S. G. & SILVA, A. C. Evolução geoquímica e mineralógica em perfis de alteração sobre rochas serpentizadas no sudoeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.31, p.1069-1083, 2007.
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F.; CASTRO, S. S. & COOPER, M. Pedogênese em uma sequência Latossolo-Podzólico na borda de um platô na Depressão Periférica Paulista. *Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.23, p.909-921, 1999.
- VIDAL-TORRADO, P.; MACIAS, F.; CALVO, R. CARVALHO, S. G. & SILVA, A. C. Gênese de solos derivados de rochas ultramáficas serpentizadas no sudoeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.30, p.523-541, 2006.
- VIEIRA, L. S. Manual da ciência do solo: com ênfase aos solos tropicais. São Paulo: Agronômica Ceres, 1988. 464p.
- VODYANITSKII, N. YU.; VASIL'EV, A. A.; KOZHEVA, A. V.; SATAEV, E. F. & VLASOV, M. N. Influence of iron-containing pigments on the color of soils on alluvium of the middle kama plain. *Eurasian Soil Science*, Moscow, v.40, p.289-301, 2007.
- VOLKOFF, B. & MELFI, A. F. Transformações mineralógicas em Rubrozens da bacia sedimentar de Curitiba (PR). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.04, p.173-181, 1980.
- WATSON, D. A.; LAFLEN, J. M. Soil strength, slope and rainfall intensity effects on interrill erosion. *Transactions of the ASAE*, St Joseph, v.29, p.98-102, 1986.
- WILDING, L. P.; SMECK, N. E.; HALL, G. F. Pedogenesis and soil taxonomy: I Concepts and interactions. New York: Elsevier, 1983. 303p.
- WILSON, M. L. The origins and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, London, v.34, p.7-25, 1999.
- WPOWDER. Disponível em: <http://www.xpowder.com.br>. 2004. Acesso em: 05 de julho de 2008.
- ZAGO, A. Sistema pedológico Latossolo-Argissolo e seu comportamento físico-hídrico em Mamborê, PR. 2000. 161p. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo. 2000.
- ZONN, S. V. Tropical and subtropical soil science. Moscow: Mir Publishers, 1986. 422p.

7 ANEXOS

7.1 Descrição Morfológica, Análises Físicas e Químicas e Descrição Micromorfológica dos Perfis Estudados

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T1P1

DATA: 09/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, RJ. 22° 32' 14,0''S e 43° 59' 56,2''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Topo, 16%, Braquiária

ALTITUDE: 462 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Basalto

PEDREGOSIDADE: Não rochoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Suave ondulado

RELEVO REGIONAL: Ondulado a Forte ondulado

EROSÃO: Laminar Ligeira

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Júlio C. A. Lucena, Luciano O. Toledo, José M. P. F. Sousa

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A- 0 a 18 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmido) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, seco); argila; forte média blocos angulares e subangulares; muito dura, muito firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bt1- 18 a 45 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); muito argilosa; forte muito pequena e pequena, blocos angulares e subangulares; cerosidade comum e moderada; dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- Bt2- 45 a 75 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); muito argilosa; moderada pequena blocos angulares e subangulares; cerosidade comum e moderada; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- Bt3- 75 a 119 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); muito argilosa; moderada pequena blocos angulares e subangulares; cerosidade abundante e moderada; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- Bt4- 119 a 175 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); muito argilosa; fraca pequena blocos angulares; cerosidade comum e moderada; macia, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
- Bt5- 175 a 200⁺ cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); argila; fraca pequena blocos angulares; cerosidade comum e moderada; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES: Comum fina/média no horizonte A, pouca fina no Bt1 e rara fina no Bt2.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T1P1

HORIZONTE Bt1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência pouca (5-15%), com orientação fraca, mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação forte, acomodados, poros inter e intradepais planares.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e grãos, cor amarela, com orientação moderada, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%), ocorrendo principalmente nos poros (planares).

5.2- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte e bordas nítidas, ocasionais (2-5%).

b) Composto de ferro: pseudomórficos de plagioclásio e concêntricos, cor vermelha, com impregnação forte e bordas nítidas, raros (< 2%).

HORIZONTE Bt2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, poucas (5-15%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%) com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação forte, acomodados, poros inter e intrapedais planares.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila e ferro: típico de grão, cor laranja, com orientação forte, com microlaminar e laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro e argila: típico de poro, cor laranja, orientação fraca, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimentos:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila, silte a ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada e bordas nítidas, muitos (5-10%).

HORIZONTE Bt3

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, poucas (5-15%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela em luz XPL e amarela escuro em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação forte, acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila e ferro: típico de poro (planares), cor laranja, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muito abundante (>20%).

b) Argila e ferro: típico de grão, cor laranja, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típico de poro, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimentos:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, muito abundante (>20%).

b) Argila, silte a ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muito abundante (>20%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada, bordas nítidas, muitos (5-10%).

Tabela 1. Análises físicas e químicas do NITOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico (T1P1).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silt/ Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-18				180	128	174	518	359	31	0,34	0,99	2,65	63
Bt1	18-45				133	112	125	630	6	99	0,20	1,25	2,86	56
Bt2	45-73				93	83	78	746	0	100	0,10	1,20	2,87	58
Bt3	73-119				100	78	75	747	1	100	0,10	1,25	2,86	56
Bt4	119-175				98	82	79	741	28	96	0,11	1,16	2,90	60
Bt5	175-200+				88	82	258	572	21	96	0,45	1,33	2,96	55
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ / S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	5,2	4,2	1,9	2,9	0,09	0,03	5,0	0,3	5,9	11,1	45	6	0	
Bt1	4,9	4,1	1,1	1,2	0,03	0,02	2,3	0,5	3,7	6,5	35	18	0	
Bt2	4,8	4,0	0,5	1,0	0,02	0,02	1,6	0,8	4,3	6,7	23	35	2	
Bt3	4,8	4,1	0,5	0,6	0,01	0,02	1,1	0,4	4,4	6,0	19	26	3	
Bt4	4,9	4,1	0,4	0,8	0,01	0,02	1,3	0,6	4,2	6,0	21	31	5	
Bt5	4,8	4,0	0,0	1,2	0,02	0,02	1,3	1,0	4,1	6,3	20	44	6	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ / Al ₂ O ₃ (ki)	SiO ₂ / R ₂ O ₃ (kr)	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr			
A	18,9	43,5	17,0	19,5	6,16	0,09	0,17	0,13	0,27	0,30	358,2	4,35	2,51	
Bt1	8,26	41,3	19,8	20,0	5,18	0,05	0,16	0,11	0,11	0,26	349,0	3,54	2,15	
Bt2	5,28	38,8	24,4	19,6	4,74	0,03	0,15	0,11	0,07	0,27	346,5	2,70	1,78	
Bt3	4,13	38,1	24,6	19,4	5,16	0,02	0,13	0,12	0,07	0,29	381,4	2,63	1,75	
Bt4	3,53	37,7	24,6	20,1	7,24	0,01	0,16	0,12	0,07	0,32	486,1	2,60	1,71	
Bt5	2,28	36,2	25,4	20,6	6,97	0,01	0,20	0,15	0,08	0,35	492,5	2,42	1,59	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T1P2

DATA: 08/04/2006.

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro. 22° 32' 11,9''S e 43° 59' 57,7''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço superior da encosta, 38%, Braquiária

ALTITUDE: 452 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaise, muscovita-biotita gnaise e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Basalto

PEDREGOSIDADE: Não pedregosa

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Ondulado a Forte ondulado

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos G. Pereira e Carlos E. G. Menezes

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A- 0 a 8 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmido) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, seco); argila; forte pequena blocos subangulares; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

AB- 8 a 19 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmido) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6, seco); argila; forte pequena e média, blocos subangulares; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

BA- 19 a 36 cm; bruno-escuro (7,5YR 4/4); argila; moderada pequena, blocos subangulares; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Bw1- 36 a 68 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); muito argilosa; moderada muito pequena e pequena, blocos subangulares; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bw2- 68 a 103 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); muito argilosa; moderada muito pequena e pequena, blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bw3- 103 a 121 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca muito pequena blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; macia, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bw4- 121 a 144 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca muito pequena blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; macia, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bw5- 144 a 186⁺ cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; moderada pequena blocos subangulares; macia, muito friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES- Comum fina no horizonte A, comum muito fina no AB e BA, pouca muito fina no Bw1 e Bw2, rara muito fina no Bw3, Bw4 e Bw5.

OBSERVAÇÕES- No horizonte Bw3 à estrutura bloco subangular se desfaz em granular de tamanho pequeno.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T1P2

HORIZONTE BA

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, pouca (5-15%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionado, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μm , proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares com presença de granular, tamanho macro, agregação moderada, não acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila e ferro: típico de poro, cor laranja, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

b) Argila, silte a ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação forte, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

HORIZONTE Bw1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, poucas (5-15%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares com presença de granular, tamanho macro, agregação moderada, não acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, cor amarela, com orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

HORIZONTE Bw2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico e tabulares, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Magnetita: tamanho areia, muito pouco (< 5%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a hematita.

1.3- Ilmenita: tamanho areia, pouca (5-15%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno.

1.4- Quartzo: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência comum (30-50%), com orientação forte, mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares com presença de granular, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor laranja, com orientação forte, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típico de poro, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada a forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila: muitos (5-10%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

Tabela 2. Análises físicas e químicas do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico (T1P2).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-8				150	111	154	585	381	35	0,26	1,17	2,81	58
AB	8-19				149	100	139	612	379	38	0,23	1,11	2,86	61
BA	19-36				161	107	155	577	241	58	0,27	1,25	2,65	53
Bw1	36-68				108	99	121	672	47	93	0,18	1,14	2,88	60
Bw2	68-103				94	97	86	723	6	99	0,12	0,89	2,90	69
Bw3	103-121				84	84	14	818	10	99	0,02	1,15	2,75	58
Bw4	121-144				77	78	45	800	4	99	0,06	1,08	2,81	61
Bw5	144-186+				88	82	78	752	6	99	0,10	1,22	2,94	58
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ /S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	4,7	4,1	1,3	1,6	0,10	0,03	3,1	0,5	6,7	10,2	30	14	1	
AB	4,8	4,0	0,8	1,1	0,06	0,03	2,0	0,8	6,0	8,9	23	28	2	
BA	4,7	3,9	0,8	0,6	0,03	0,16	1,5	0,8	5,0	7,3	20	35	0	
Bw1	4,9	4,1	0,6	0,5	0,03	0,04	1,2	0,3	5,0	6,6	19	21	2	
Bw2	4,9	4,0	0,4	0,7	0,01	0,02	1,1	0,9	4,7	6,8	17	45	5	
Bw3	4,8	4,0	0,6	0,3	0,01	0,02	1,0	0,9	4,9	6,7	14	47	6	
Bw4	5,0	4,1	0,1	0,9	0,01	0,02	1,0	0,5	4,9	6,4	15	33	6	
Bw5	4,9	4,1	0,5	0,5	0,01	0,01	1,0	1,1	4,6	6,7	15	52	7	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A	18,50	36,5	20,8	21,2	7,00	0,06	0,17	0,08	0,13	0,38	414,2	2,98	1,80	
AB	12,72	37,1	21,0	21,6	7,27	0,04	0,15	0,06	0,14	0,36	418,8	3,01	1,82	
BA	12,27	38,5	20,2	21,2	7,81	0,04	0,14	0,06	0,17	0,32	440,6	3,24	1,94	
Bw1	7,56	36,4	22,7	21,7	6,86	0,04	0,15	0,07	0,13	0,37	424,0	2,72	1,69	
Bw2	5,66	36,5	23,9	21,3	6,23	0,03	0,15	0,07	0,09	0,37	407,2	2,60	1,65	
Bw3	4,86	36,3	24,6	20,7	5,95	0,03	0,14	0,07	0,07	0,34	358,9	2,50	1,63	
Bw4	4,82	36,2	25,3	20,4	5,89	0,03	0,14	0,07	0,07	0,34	361,5	2,43	1,60	
Bw5	3,73	36,3	24,8	20,7	6,07	0,02	0,14	0,07	0,07	0,37	373,5	2,48	1,62	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T1P3

DATA: 08/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADA: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 32' 11,2''S e 43° 59' 59,4''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço médio da encosta, 50%, Braquiária

ALTITUDE: 431 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaise, muscovita-biotita gnaise e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Basalto

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Ondulado a Forte ondulado

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos G. Pereira e Carlos E. G. Menezes

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA:

- A- 0 a 12 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmido) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, seco); muito argilosa; forte pequena e média blocos subangulares; extremamente dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bw1- 12 a 36 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); argilosa; moderada pequena, blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bw2- 36 a 54 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); muito argilosa; moderada pequena, blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- Bw3- 54 a 91 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); muito argilosa; moderada pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw4- 91 a 119 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw5- 119 a 145 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca média blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw6- 145 a 157 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw7- 157 a 178⁺ cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES- Comum fina no horizonte A, comum muito fina no BA e Bw1, pouca muito fina no Bw2 e Bw3, rara muito fina no Bw4 e Bw5.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T1P3

HORIZONTE Bw1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita: tamanho areia, frequente (15-30%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno.

1.3- Magnetita: tamanho areia, pouco (5-15%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a hematita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares com presença de granular, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, crescente e agregado, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila: típico de grão, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típico de poro e agregado, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada a forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

HORIZONTE Bw2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita: tamanho areia, frequente (15-30%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno.

1.3- Magnetita: tamanho areia, pouca (5-15%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a hematita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%) com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares com presença de granular, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, crescente e agregado, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muito abundante (> 20%).

b) Argila: típico de grão, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típico de poro e interno de agregados, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada a forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: muitos (5-10%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

HORIZONTE Bw4

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita: tamanho areia, frequente (15-30%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno.

1.3- Magnetita: tamanho areia, pouca (5-15%), subangular, esférica e bloco, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a hematita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, muito pouco (< 5%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, de agregado e crescente, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila: típico de grão, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típico de poro e internos de agregados, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

b) Argila e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada a forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: muitos (5-10%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

Tabela 3. Análises físicas e químicas do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico (T1P3).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				NA g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-12				149	123	132	596	343	42	0,22	1,26	2,91	57
Bw1	12-36				129	83	92	696	141	80	0,13	1,23	2,90	57
Bw2	36-54				94	74	115	717	19	97	0,16	1,23	2,86	57
Bw3	54-91				87	79	58	776	7	99	0,07	1,06	2,81	62
Bw4	91-119				96	81	199	624	23	96	0,32	0,93	2,93	68
Bw5	119-145				99	89	38	774	28	96	0,05	1,01	2,89	65
Bw6	145-157				101	84	41	774	5	99	0,05	0,95	2,74	65
Bw7	157-178 ⁺				115	74	77	734	10	99	0,10	0,95	2,78	68
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	5,2	4,3	1,7	2,3	0,13	0,03	4,2	0,2	6,6	10,9	38	4	3	
Bw1	5,3	4,4	1,3	1,5	0,02	0,02	2,8	0,2	4,0	7,0	40	7	5	
Bw2	5,5	4,8	1,9	1,4	0,01	0,02	3,4	0,1	3,6	7,0	48	3	9	
Bw3	5,2	4,5	1,5	0,8	0,01	0,01	2,3	0,2	3,8	6,3	37	7	11	
Bw4	4,9	4,0	0,2	0,8	0,01	0,01	1,0	1,2	4,0	6,1	16	55	11	
Bw5	4,8	4,0	0,2	0,4	0,01	0,01	0,7	1,2	4,8	6,7	10	65	10	
Bw6	4,8	4,0	0,0	0,7	0,01	0,02	0,8	1,2	4,7	6,6	11	61	13	
Bw7	4,9	4,4	0,0	0,6	0,01	0,01	0,7	1,1	5,0	6,7	10	62	10	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A	21,7	38,6	20,7	19,5	6,92	0,08	0,15	0,08	0,15	0,37	452,7	3,17	1,98	
Bw1	9,69	38,7	23,5	19,4	5,97	0,08	0,15	0,07	0,09	0,37	419,7	2,80	1,83	
Bw2	6,81	39,1	24,4	19,2	5,34	0,09	0,15	0,07	0,08	0,37	369,3	2,73	1,81	
Bw3	4,92	38,6	25,3	18,7	5,21	0,17	0,23	0,08	0,06	0,37	345,8	2,60	1,76	
Bw4	3,82	38,7	24,7	18,8	5,50	0,03	0,13	0,08	0,06	0,37	378,2	2,66	1,79	
Bw5	3,78	38,4	24,8	18,6	5,51	0,02	0,12	0,08	0,06	0,37	390,0	2,63	1,78	
Bw6	3,78	38,1	24,8	18,8	5,52	0,12	0,16	0,08	0,06	0,37	383,2	2,62	1,76	
Bw7	3,72	37,9	23,9	19,8	5,80	0,14	0,15	0,09	0,06	0,39	370,0	2,69	1,76	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra

Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF= Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T1P4

DATA: 08/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 33' 10,8''S e 44° 00' 01,4''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço inferior da encosta, 23%, Braquiária

ALTITUDE: 402 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaise, muscovita-biotita gnaise e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Basalto

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Ondulado

RELEVO REGIONAL: Ondulado a Forte ondulado

EROSÃO: Laminar ligeira

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos G. Pereira, Carlos E. G. Menezes e Adailde do C. Santos

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A - 0 a 16 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmido) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6, seco); argila; forte muito pequena e pequena; granular e blocos subangulares; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

AB- 16 a 27 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmido) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6, seco); argila; forte muito pequena e pequena; granular e blocos subangulares; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e abrupta.

BA- 27 a 47 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); argila; moderada pequena, blocos angulares e subangulares; cerosidade pouca e fraca; muito dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bt1- 47 a 69 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); muito argilosa; moderada pequena blocos angulares; cerosidade comum e moderada; dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bt2- 69 a 103 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); muito argilosa; moderada pequena blocos angulares; cerosidade comum e moderada; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bt3- 103 a 137 cm; bruno (7,5YR 4/4); muito argilosa; moderada pequena blocos angulares; cerosidade abundante e moderada; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bt4- 137 a 165 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; moderada pequena blocos angulares; cerosidade abundante e moderada; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bt5- 165 a 183⁺ cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca pequena blocos angulares; cerosidade abundante e moderada; dura, friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES- Comum fina no horizonte A, comum muito fina no AB, pouca muito fina no BA e rara muito fina no Bt2 e Bt3.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T1P4

HORIZONTE BA

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, poucas (5-15%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, poucos (5-15%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento duplo, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Hiporevestimentos:

a) Ferro: típico de poro, cor laranja, orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

b) Argila e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos e concêntricos, cor vermelha, com impregnação moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila, muitos (5-10%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

HORIZONTE Bt1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, poucas (5-15%), subangular, esférica e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 4/6 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência comum (30-50%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muito abundante (> 20 %).

b) Argila: típico de grão, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila, muitos (5-10%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

HORIZONTE Bt3

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, poucas (5-15%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento duplo, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor laranja, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada a forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

HORIZONTE Bt4

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, poucas (5-15%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.3- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angulares, esféricos, blocos, pobremente selecionados, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento duplo, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor laranja, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

c) Argila: típico de grão, cor amarela, com orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada a forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

Tabela 4. Análises físicas e químicas do NITOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico (T1P4).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-16				164	182	201	453	294	35	0,45	1,22	2,68	54
AB	16-27				146	176	224	454	292	36	0,49	1,32	2,75	52
BA	27-47				131	165	210	494	85	83	0,43	1,35	2,79	51
Bt1	47- 69				105	119	112	664	20	97	0,17	1,32	2,74	52
Bt2	69-103				85	100	124	691	14	98	0,18	1,31	2,70	51
Bt3	103-137				80	93	100	727	7	99	0,14	1,26	2,64	52
Bt4	137-165				84	100	111	705	15	98	0,16	1,36	2,86	52
Bt5	165-183 ⁺				88	81	48	783	11	99	0,06	1,11	3,00	63
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	6,6	5,6	5,9	3,1	0,16	0,03	9,1	0,1	2,7	11,9	77	1	6	
AB	6,5	5,6	5,7	2,2	0,06	0,03	8,0	0,1	3,2	11,3	71	1	1	
BA	6,1	5,4	3,0	1,5	0,03	0,03	4,6	0,1	3,5	8,1	56	1	2	
Bt1	6,0	5,5	3,5	1,5	0,02	0,02	5,0	0,1	2,6	7,6	65	1	2	
Bt2	5,8	5,3	2,8	2,1	0,02	0,02	5,0	0,1	2,7	7,7	64	2	8	
Bt3	5,9	5,4	3,1	1,6	0,02	0,02	4,6	0,1	2,3	7,0	66	2	8	
Bt4	5,5	4,9	2,2	1,6	0,02	0,02	3,8	0,1	2,7	6,5	58	1	13	
Bt5	4,9	4,0	0,5	0,5	0,01	0,01	1,0	1,0	2,3	4,3	24	49	7	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A	22,15	40,1	18,1	20,4	7,26	0,39	0,23	0,18	0,37	0,38	500,6	3,77	2,19	
AB	10,28	39,0	16,9	22,3	8,46	0,27	0,22	0,18	0,44	0,36	544,7	3,92	2,13	
BA	5,05	42,3	17,7	20,7	8,35	0,14	0,19	0,20	0,48	0,28	579,6	4,06	2,32	
Bt1	4,76	40,3	21,5	19,9	6,58	0,14	0,21	0,18	0,23	0,26	426,5	3,19	2,00	
Bt2	2,77	38,3	24,6	18,9	5,35	0,11	0,20	0,17	0,14	0,31	368,0	2,65	1,77	
Bt3	2,97	39,4	25,0	18,7	5,27	0,11	0,20	0,16	0,13	0,32	366,7	2,68	1,81	
Bt4	2,61	38,7	24,4	19,4	5,86	0,08	0,20	0,15	0,15	0,35	385,2	2,69	1,78	
Bt5	4,06	36,7	24,9	20,7	6,06	0,03	0,15	0,07	0,07	0,37	368,2	2,51	1,64	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T1P5

DATA: 09/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 33' 12,0''S e 44° 00' 04,4''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Baixada, Braquiária

ALTITUDE: 385 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaisse, muscovita-biotita gnaisse e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos coluviais e aluviais

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Plano

RELEVO REGIONAL: Ondulado a Forte ondulado

EROSÃO: Não aparente

DRENAGEM: Mal drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Ciliar de Floresta Estacional Semidecidual

USO ATUAL: Pastagem

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos G. Pereira, Carlos E. G. Menezes, Júlio C. A. Lucena, Luciano O. Toledo, José M. P. F. Sousa

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A - 0 a 8 cm; cinzento-escuro (N 4, úmido) e cinzento (10YR 6/1, seco); mosqueado comum médio e proeminente vermelho-escuro (2,5YR 3/6); franca; forte pequena granular; dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

AC- 8 a 28 cm; cinzento-escuro (N 4, úmido) e cinzento (N 5, seco); mosqueado abundante médio e proeminente vermelho-amarelado (5YR 4/6); franco-argilo-arenosa; forte pequena blocos subangulares; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição ondulada (8-13 cm) e clara.

Cg1- 28 a 68 cm; cinzento-escuro (N 4); mosqueado comum grande e distinto bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/6); franco-argilo-arenosa; maciça; plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Cg2- 68 a 111 cm; cinzento-escuro (5Y 4/1); mosqueado abundante grande e proeminente bruno-amarelo-escuro (10YR 4/6); franco-argilo-arenosa; maciça; plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Cg3- 111 a 131⁺ cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); mosqueado comum médio e proeminente cinzento (N 5); franco-argilo-arenosa; maciça; plástica e pegajosa.

RAÍZES- Abundantes e médias no horizonte A e AC, comum e fina no Cg1.

Tabela 5. Análises físicas e químicas do GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (T1P5).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-8				272	211	267	250	57	77	1,07	1,01	3,15	68
AC	8-28				328	276	131	265	72	73	0,49	-	-	-
Cg1	28-68				435	244	108	213	105	51	0,51	-	-	-
Cg2	68-111				305	227	121	347	208	40	0,35	-	-	-
Cg3	111-131 ⁺				416	200	119	265	190	29	0,45	-	-	-
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	5,1	4,3	4,9	1,2	0,32	0,16	6,6	0,1	10,5	17,2	38	1	15	
AC	4,4	3,6	1,2	1,0	0,08	0,05	2,3	0,7	7,7	10,6	22	22	9	
Cg1	4,4	3,5	0,7	0,8	0,10	0,04	1,7	1,4	3,9	6,9	24	45	6	
Cg2	4,4	3,5	1,3	1,1	0,14	0,06	2,6	4,0	4,6	11,1	23	61	6	
Cg3	5,1	3,6	3,5	1,9	0,13	0,08	5,6	0,8	2,8	9,1	61	12	5	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A	36,8	55,1	11,0	9,9	5,43	0,24	0,15	0,89	0,32	0,31	463,1	8,53	5,41	
AC	20,0	66,4	9,8	7,5	6,39	0,12	0,14	1,11	0,05	0,17	521,1	11,53	7,74	
Cg1	8,06	74,1	8,2	5,9	6,00	0,13	0,17	1,57	0,04	0,10	475,6	15,45	10,59	
Cg2	4,52	61,8	12,9	11,8	5,03	0,17	0,24	1,54	0,05	0,21	373,1	8,16	5,15	
Cg3	2,33	66,4	11,3	11,5	3,41	0,24	0,28	1,98	0,08	0,17	278,7	10,01	6,06	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T2P1

DATA: 08/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 32' 13,2''S e 43° 59' 20,1''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Topo da encosta, 7%, pastagem não manejada

ALTITUDE: 417 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Muscovita-biotita gnaiss

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Suave ondulado

RELEVO REGIONAL: Ondulado a Forte ondulado

EROSÃO: Laminar ligeira

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Júlio C. A. Lucena, Luciano O. Toledo, José M. P. F. Sousa.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A1- 0 a 7 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e cinzento (10YR 5/1, seco); franco-argilo-arenosa; moderado pequeno granular; muito dura, ligeiramente friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- A2- 7 a 19 cm; cinzento-escuro (10YR 4/1, úmido) e cinzento (10YR 6/1, seco); franco-argilo-arenosa; moderado médio granular e blocos subangulares; muito dura, firme, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- BA- 19 a 32 cm; bruno-amarelado (10YR 5/4); franco-argilo-arenosa; moderada pequena e média, blocos angulares e subangulares; ligeiramente dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.
- Bi1- 32 a 49 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); franco-argilo-arenosa; moderada pequena e média, blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- Bi2- 49 a 71 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); argila; forte média blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- BC- 71 a 90 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6); franco-argilo-arenosa; fraca pequena e média, blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- C- 90 a 176 cm; bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/4); areia-franca; fraca pequena e média, blocos subangulares; solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- Cr- 176 a 192⁺ cm; bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/4); areia-franca; fraca muito pequena e pequena, grão simples e blocos subangulares; solta, solta, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES- Abundante e muito fina nos horizontes A1 e A2.

OBSERVAÇÕES- A transição do horizonte Bi1 para o Bi2 se dá por linha de seixos de 5 cm. Em todo perfil observa-se bastante mineral de quartzo e a partir do horizonte Bi2 verifica-se bastante mineral primário.

DESCRIÇÃO MICROFOLÓGICA- T2P1

HORIZONTE BA

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita, com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita, com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho areia muito fina, comum (30-50%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, dominante (50-70%), angular, esférico, bloco, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, mosaico de poroestriada, granoestriada e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação fraca, não acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação fraca a moderada, borda clara a difusa, raros (< 2%).

Obs.: Não foi possível observar com clareza cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

HORIZONTE Bi1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita, com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho areia muito fina, muito dominante (> 70%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 1 (2,5-25%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

2.1- Natureza argilosa, tamanho micro, cor amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 8/2 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica fechada, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, poroestriada e granoestriada.

4-Microestrutura e Poros

Estrutura cavitária, sem agregação, com porosidade formada por cavidades e alguns planares.

5-Feições Pedológicas

Não foram observadas feições pedológicas

Obs.: Não foi possível observar com clareza cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

HORIZONTE Bi2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho areia muito fina, dominante (50-70%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 1 (2,5-25%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa, tamanho micro, cor amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 7/3 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica fechada, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, poroestriada e granoestriada.

4-Microestrutura e Poros

Estrutura cavitária, sem agregação, com porosidade formada por cavidades e alguns planares.

5-Feições Pedológicas

5.1- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.2- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação fraca a moderada, borda clara a difusa, raros (< 2%).

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

Tabela 6. Análises físicas e químicas do CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (T2P1).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Dd	Dd	
A1	0-7				357	241	167	235	123	48	0,71	1,07	2,48	57
A2	7-19				442	180	167	211	139	34	0,79	1,37	2,64	48
BA	19-32				391	181	143	285	217	24	0,50	1,53	2,68	43
Bi1	32-49				317	181	128	374	290	22	0,34	1,56	2,75	43
Bi2	49-71				249	206	145	400	255	36	0,36	1,53	2,71	44
BC	71-90				396	222	140	242	199	18	0,58	1,58	2,84	44
C	90-176				461	321	111	107	103	4	1,04	1,52	2,76	45
Cr	176-192+				566	288	79	67	27	60	1,17	1,50	2,77	46
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ / S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A1	5,9	5,0	3,9	4,3	0,21	0,06	8,5	0,1	4,2	12,8	67	1	5	
A2	5,8	4,6	2,0	2,6	0,12	0,07	4,8	0,1	3,3	8,1	59	2	2	
BA	5,2	3,9	0,8	2,0	0,20	0,04	3,1	0,6	2,6	6,3	49	15	2	
Bi1	5,0	3,7	0,5	2,0	0,09	0,05	2,7	1,3	2,6	6,6	41	33	1	
Bi2	5,1	3,7	0,3	4,1	0,06	0,07	4,5	1,3	2,9	8,7	52	22	1	
BC	5,6	3,8	0,2	4,2	0,06	0,09	4,6	0,6	1,9	7,1	65	12	1	
C	5,9	3,8	0,0	4,6	0,11	0,13	4,8	0,4	1,4	6,7	73	8	1	
Cr	6,4	3,9	0,0	4,2	0,12	0,09	4,4	0,2	1,1	5,7	77	4	1	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	
		-----%-----										mg kg ⁻¹	(ki)	(kr)
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr			
A1	31,68	72,4	10,5	2,2	0,33	0,26	0,51	3,14	0,10	0,11	246,8	11,77	10,38	
A2	17,73	78,4	9,9	2,1	0,26	0,16	0,42	3,04	0,10	0,07	251,9	13,43	11,86	
BA	8,77	76,0	12,3	2,5	0,33	0,11	0,53	3,00	0,06	0,05	235,2	10,54	9,32	
Bi1	5,84	71,4	15,2	3,5	0,42	0,17	0,75	3,03	0,05	0,04	215,3	8,00	6,98	
Bi2	3,78	60,4	21,5	5,2	0,59	0,06	1,39	2,89	0,04	0,04	169,1	4,77	4,14	
BC	2,71	63,2	19,4	4,6	0,52	0,05	1,47	4,25	0,04	0,04	166,5	5,55	4,82	
C	1,61	67,4	16,7	3,7	0,40	0,11	1,31	5,43	0,40	0,05	175,9	6,87	6,01	
Cr	1,21	74,0	13,2	2,6	0,29	0,28	1,01	4,91	0,29	0,04	142,6	9,52	8,45	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra

Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T2P2

DATA: 08/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 32' 13,3''S e 43° 59' 21,1''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço superior da encosta, 8%, Pastagem não manejada

ALTITUDE: 415 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Muscovita-biotita gnaiss

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Ondulado

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Laminar ligeira

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Júlio C. A. Lucena, Luciano O. Toledo, José M. P. F. Sousa.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A1- 0 a 9 cm; cinzento-escuro (10YR 4/1, úmido) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; moderado pequeno granular; ligeiramente dura, ligeiramente friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

A2- 9 a 25 cm; cinzento-escuro (10YR 4/1, úmido) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; moderado pequeno granular e blocos subangulares; dura, ligeiramente friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.

BA- 25 a 63 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6); franco-argilo-arenosa; moderado pequeno e médio blocos, angulares e subangulares; muito dura, firme, ligeiramente plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Bt1- 63 a 112 cm; amarelo-avermelhado (7,5YR 6/8); argila; moderado pequeno e médio blocos subangulares; muito dura, firme, ligeiramente plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bt2- 112 a 149 cm; vermelho (2,5YR 5/8); muito argilosa; moderado pequeno blocos subangulares; ligeiramente dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bt3- 149 a 196⁺ cm; vermelho (2,5YR 5/6); argila; moderado pequeno blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES- Abundante e muito fina no horizonte A1, comum e muito fina no A2.

OBSERVAÇÕES- Em todo perfil observa-se muito mineral de quartzo e no horizonte Bt3 verifica-se bastante mineral primário.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T2P2

HORIZONTE A2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita, com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa, tamanho micro, cor marrom em luz XPL e vermelha em luz PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência pouca (5-15%), com orientação fraca, aleatória.

4-Microestrutura e Poros

Estrutura cavitária, sem agregação, com porosidade formada por cavidades e alguns planares.

5-Feições Pedológicas

5.1- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação fraca, borda clara a difusa, ocasionais (2-5%).

HORIZONTE Bt1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho areia muito fina, pouca (5-15%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha e amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, não acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação moderada a forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação fraca, borda clara a difusa, ocasionais (2-5%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: ocasionais (2-5%), amarelas, com orientação forte.

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

HORIZONTE Bt2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho areia muito fina, pouca (5-15%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha e amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, não acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação moderada a forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação fraca, borda clara a difusa, ocasionais (2-5%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: ocasionais (2-5%), amarela, com orientação forte.

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

Tabela 7. Análises físicas e químicas do ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico (T2P2).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A1	0-9				399	211	139	251	143	43	0,56	1,24	2,55	51
A2	9-25				392	224	140	244	159	35	0,57	1,35	2,65	49
BA	25-63				326	205	118	351	288	18	0,34	1,49	2,68	44
Bt1	63-112				219	139	51	591	66	89	0,09	1,39	2,70	49
Bt2	112-149				174	123	97	606	15	97	0,16	1,42	2,67	47
Bt3	149-196 ⁺				242	214	133	411	12	97	0,32	1,46	2,72	46
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A1	5,6	4,5	2,3	1,9	0,26	0,02	4,5	0,1	3,5	8,1	56	1	3	
A2	5,4	4,2	1,4	1,1	0,13	0,03	2,7	0,2	3,3	6,2	43	7	2	
BA	5,1	3,9	0,7	1,0	0,07	0,02	1,8	0,6	2,5	4,9	37	25	1	
Bt1	5,3	4,3	0,9	1,9	0,06	0,03	2,9	0,4	3,1	6,4	46	12	1	
Bt2	5,6	4,5	0,6	3,2	0,08	0,03	3,9	0,2	2,6	6,7	58	5	1	
Bt3	5,5	4,2	0,3	2,9	0,13	0,04	3,3	0,6	2,9	6,8	49	15	1	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A1	19,18	81,2	8,6	1,9	0,27	0,12	0,16	2,10	0,05	0,05	277	16,02	14,09	
A2	13,11	79,7	9,7	1,9	0,30	0,06	0,13	2,28	0,04	0,05	299,1	13,97	12,44	
BA	5,71	73,9	14,3	3,0	0,40	0,04	0,19	2,16	0,02	0,04	263,3	8,78	7,73	
Bt1	4,18	61,4	22,0	5,4	0,67	0,04	0,25	1,53	0,01	0,04	207,8	4,75	4,10	
Bt2	3,22	59,6	22,2	5,9	0,67	0,03	0,32	1,27	0,01	0,05	140,3	4,55	3,90	
Bt3	2,05	60,0	21,9	5,8	0,65	0,02	0,74	2,59	0,02	0,04	152,6	4,65	3,98	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T2P3

DATA: 08/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 32' 13,3''S e 43° 59' 23,0''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço médio da encosta, 116%, pastagem não manejada

ALTITUDE: 411 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Muscovita-biotita gnaiss

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Escarpado

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Júlio C. A. Lucena, Luciano O. Toledo, José M. P. F. Sousa.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A- 0 a 18 cm; cinzento-escuro (10YR 4/1, úmido) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; moderada pequena e média, granular e blocos subangulares; dura, firme, muita plástica e pegajosa; transição plana e clara.

BA- 18 a 43 cm; bruno (7,5YR 4/4); franco-argilo-arenosa; moderado pequeno e médio blocos subangulares; muito dura, muito firme, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bi1- 43 a 72 cm; bruno (7,5YR 4/4); argila; forte médio e grande, blocos angulares e subangulares; cerosidade pouca e fraca; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.

Bi2- 72 a 103 cm; vermelho (2,5YR 5/6); argila; moderada pequena e média, blocos angulares; cerosidade pouca e fraca; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

BC- 103 a 200⁺ cm; vermelho (2,5YR 5/8); franco-argilo-arenosa; fraca pequena e média, blocos angulares e subangulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

RAÍZES- Abundante e muito fina no horizonte A, comum e muito fina no A2.

OBSERVAÇÕES- Em todo perfil verifica-se muito mineral de quartzo e no horizonte BC verifica-se bastante mineral primário.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T2P3

HORIZONTE Bi1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho silte, frequente (15-30%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha e amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, mosaico de aleatória, granoestriada, poroestriada e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Estrutura cavitária, sem agregação, com porosidade formada por cavidades e alguns planares.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, cor cinza e amarela, com orientação moderada a forte, microlaminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja, orientação fraca a moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada, borda nítida a clara, ocasionais (2-5%)

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: muitos (5-10%), amarela, com orientação forte.

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

HORIZONTE Bi2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho silte, dominante (50-70%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha e amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μm , proporção g/f de 6/4 e moderadamente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica fechada, birrefringência comum (30-50%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada, não acomodados, poros interpedais planares e intrapedais do tipo cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação moderada, laminar, convoluta, ocasionais (2-5%).

b) Argila e silte: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasional (2-5%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação fraca, borda difusa, ocasionais (2-5%)

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: muitos (5-10%), amarela, com orientação forte.

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

Tabela 8. Análises físicas e químicas do CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (T2P3).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				DS	DP	
A	0-18				391	214	141	254	156	38	0,55	1,39	2,65	47
BA	18-43				312	215	152	321	251	22	0,47	1,37	2,76	50
Bi1	43-72				257	167	163	413	299	28	0,39	1,28	2,60	51
Bi2	72-103				191	131	112	566	13	98	0,20	1,16	2,66	56
BC	103-200 ⁺				222	289	152	337	6	98	0,45	1,35	2,84	52
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	5,5	4,4	1,7	1,6	0,14	0,03	3,5	0,1	4,2	7,8	45	3	1	
BA	5,2	4,0	0,9	1,1	0,06	0,03	2,2	0,3	3,1	5,6	39	12	1	
Bi1	5,3	4,4	1,2	1,7	0,07	0,05	3,0	0,2	2,6	5,8	51	6	1	
Bi2	5,6	4,6	1,2	3,3	0,06	0,04	4,6	0,2	3,0	7,8	59	4	1	
BC	5,8	4,3	0,6	3,7	0,11	0,03	4,5	0,5	1,6	6,6	68	10	1	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃ (ki)	SiO ₂ R ₂ O ₃ (kr)	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr			
A	14,67	79,3	10,0	2,2	0,27	0,06	0,23	2,26	0,10	0,04	264,4	13,55	11,88	
BA	6,87	73,8	13,9	3,0	0,37	0,04	0,32	2,51	0,09	0,04	262,6	9,02	7,92	
Bi1	5,59	68,0	17,0	4,4	0,50	0,04	0,39	2,19	0,05	0,04	235,5	6,81	5,85	
Bi2	4,12	56,6	23,8	6,6	0,73	0,05	0,61	1,47	0,03	0,05	149,9	4,03	3,43	
BC	1,55	60,8	21,1	5,4	0,61	0,03	1,19	3,00	0,04	0,04	170,6	4,89	4,20	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra

Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T2P4

DATA: 08/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO AMARELO Eutrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 32' 13,3''S e 43° 59' 24,0''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço inferior da encosta, 16%, pastagem não manejada

ALTITUDE: 378 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Muscovita-biotita gnaiss

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Laminar ligeira

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Julio C. A. Lucena, Luciano O. Toledo, José M. P. F. Sousa.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A - 0 a 13 cm; cinzento-escuro (10YR 4/1, úmido) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; moderada muito pequena e pequena, granular e blocos subangulares; muito dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- AB- 13 a 27 cm; bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno-claro-acinzentado (10YR 6/3, seco); franco-argilo-arenosa; moderado pequeno e média blocos subangulares; muito dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- BA- 27 a 57 cm; bruno (10YR 4/3); franco-argilo-arenosa; moderada pequena blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bt1- 57 a 74 cm; bruno (7,5YR 4/4); argila; forte média e grande, blocos angulares e subangulares; cerosidade abundante e moderada; muito dura, muito firme, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bt2- 74 a 104 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); argila; moderada pequena blocos angulares; cerosidade comum e moderada; dura, firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- Bt3- 104 a 138 cm; amarelo-brunado (10YR 6/8); franco-argilo-arenosa; moderada pequena e média, blocos angulares; cerosidade comum e moderada; dura, firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada (104-159 cm) e clara.
- BC- 138 a 144 cm; amarelo-brunado (10YR 6/6); franco-argilo-arenosa; moderada pequena e média, blocos angulares e subangulares; cerosidade comum e moderada; dura, firme, ligeiramente plástica e pegajosa; transição ondulada (159-182 cm) e clara.
- C- 182 a 199⁺ cm; amarelo-brunado (10YR 6/6); franco-argilo-arenosa; moderado pequeno e médio, blocos subangulares; ligeiramente dura, firme, ligeiramente plástica e pegajosa.

RAÍZES- Abundante e muito fina nos horizontes A1e AB, comum e muito fina no BA.

OBSERVAÇÕES- Em todo perfil verifica-se muito mineral de quartzo e a partir do horizonte Bt1 observa-se bastante mineral primário.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T2P4

HORIZONTE BA

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho silte, pouca (5-15%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha e amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Estrutura cavitária, sem agregação, com porosidade formada por cavidades e alguns planares.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, raro (< 2%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação moderada, laminar, convoluta, raros (< 2%).

b) Argila e silte: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada, borda clara, ocasionais (2-5%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: raros (< 2%), amarelas, com orientação moderada.

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

HORIZONTE Bt1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho silte, comum (30-50%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha e amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação fraca, acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

b) Argila e ferro: típico de grão, cor vermelha, com orientação moderada, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.2- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação moderada, borda clara, ocasionais (2-5%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: raros (< 2%), amarela, com orientação moderada.

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

HORIZONTE Bt2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Mica (muscovita, biotita): tamanho silte, dominante (50-70%), arredondada, não esférica e fibrosa, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 3 (75-95%), alterando-se a illita e caulinita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelha e amarela em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, mosaico de aleatória, granoestriada e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação fraca, acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, cor amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

Obs.: Não foi possível observar com clareza a frequência dos cutãs de iluviação devido à presença expressiva de mica no fundo matricial.

Tabela 9. Análises físicas e químicas do ARGISSOLO AMARELO Eutrófico típico (T2P4).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-13				412	245	136	207	94	55	0,65	1,40	2,68	48
AB	13-27				389	240	154	217	132	39	0,71	1,54	2,55	40
BA	27-57				320	266	141	273	197	28	0,52	1,55	2,84	45
Bt1	57-74				238	169	106	487	18	96	0,22	1,37	2,57	46
Bt2	74-104				231	224	135	410	15	96	0,33	1,48	2,68	45
Bt3	104-138				324	240	123	313	15	95	0,39	1,53	2,64	42
BC	138-144				256	324	147	273	24	91	0,54	1,38	2,58	47
C	144-199 ⁺				286	327	134	253	28	89	0,53	1,44	2,44	41
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	5,8	4,7	2,3	1,9	0,20	0,02	4,5	0,1	3,0	7,5	59	1	1	
AB	5,6	4,2	1,3	1,6	0,09	0,03	3,0	0,2	2,8	5,9	50	6	1	
BA	5,3	4,1	0,8	1,9	0,07	0,03	2,8	0,5	1,9	5,2	54	14	1	
Bt1	5,7	4,1	1,0	2,5	0,09	0,05	3,7	1,5	2,6	7,8	47	29	2	
Bt2	5,9	4,0	1,4	2,6	0,12	0,05	4,1	2,0	2,0	8,2	51	33	1	
Bt3	6,1	4,1	0,7	3,9	0,14	0,05	4,8	1,6	1,7	8,2	59	25	2	
BC	5,9	4,1	1,0	5,4	0,15	0,05	6,6	2,0	1,1	9,7	68	23	2	
C	5,7	4,0	1,0	5,5	0,13	0,04	6,7	1,3	1,7	9,6	69	16	2	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A	13,99	78,7	9,7	2,1	0,26	0,10	0,33	2,94	0,11	0,05	263,6	13,83	12,12	
AB	8,16	79,0	10,1	2,3	0,28	0,06	0,32	3,00	0,11	0,05	273,2	13,32	11,61	
BA	5,25	75,7	12,5	2,6	0,33	0,05	0,35	3,13	0,08	0,04	262,2	10,28	9,07	
Bt1	4,16	60,1	21,5	5,9	0,66	0,05	0,79	2,76	0,04	0,05	183,1	4,75	4,04	
Bt2	2,37	58,4	21,8	6,2	0,68	0,05	1,20	3,52	0,05	0,04	169,7	4,56	3,86	
Bt3	1,73	60,2	20,2	5,9	0,60	0,04	1,52	4,22	0,06	0,04	156,5	5,06	4,27	
BC	1,41	61,8	19,6	5,9	0,55	0,04	1,57	3,53	0,05	0,04	157,3	5,37	4,50	
C	1,73	63,8	18,9	5,2	0,53	0,04	1,55	3,98	0,05	0,03	161,3	5,75	4,89	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T2P5

DATA: 08/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, RJ.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Baixada, pastagem não manejada

ALTITUDE: 372 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Muscovita-biotita gnaiss

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Plano

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Não Aparente

DRENAGEM: Mal drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Julio C. A. Lucena, Luciano O. Toledo, José M. P. F. Sousa.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A- 0 a 19 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e cinzento (N 6, seco); mosqueado comum pequeno e proeminente bruno-forte (7,5YR 5/8); franco-arenosa argilo-siltosa; forte pequena granular; dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

AC- 19 a 29 cm; cinzento-escuro (10YR 4/1, úmido) e cinzento (10YR 6/1, seco); mosqueado abundante médio e proeminente bruno-forte (7,5YR 5/8); franco-arenosa; forte pequena e média blocos subangulares; muito dura, friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Cg1- 29 a 76 cm; cinzento (N 5); franco-argilo-arenosa; maciça; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

Cg2- 76 a 105 cm; cinzento (10YR 6/1); mosqueado pouco pequeno e proeminente bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4); franco-argilo-arenosa; maciça; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

Cg3- 105 a 140⁺ cm; bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4); mosqueado abundante grande e distinto cinzento (N 5); franco-arenosa; maciça; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

RAÍZES- Abundante e muito fina no horizonte A, rara e muito fina no AC.

Tabela 10. Análises físicas e químicas do GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (T2P5).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-19				375	278	157	190	75	61	0,82	1,01	2,44	58
AC	19-29				454	236	124	186	100	46	0,66	-	-	-
Cg1	29-76				398	270	103	229	181	21	0,45	-	-	-
Cg2	76-105				378	263	120	239	194	19	0,50	-	-	-
Cg3	105-140 ⁺				472	235	93	200	150	25	0,47	-	-	-
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ / S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	5,5	4,2	2,2	1,8	0,20	0,15	4,3	0,4	4,9	9,6	45	9	2	
AC	5,6	3,9	0,8	1,2	0,07	0,10	2,1	1,0	2,5	5,6	38	32	1	
Cg1	5,1	3,5	0,4	0,8	0,12	0,09	1,4	1,8	1,6	4,8	29	56	3	
Cg2	5,2	3,3	0,5	1,2	0,15	0,11	1,9	2,3	1,8	6,1	32	55	5	
Cg3	5,9	3,7	1,0	2,3	0,14	0,13	3,6	1,0	1,1	5,7	62	22	2	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A	17,69	76,8	9,8	2,6	0,26	0,26	0,43	3,59	0,20	0,08	282,0	13,34	11,39	
AC	8,64	81,6	8,6	1,9	0,18	0,18	0,28	3,38	0,06	0,05	207,7	16,06	14,13	
Cg1	3,42	77,9	11,8	1,8	0,31	0,27	0,56	3,84	0,02	0,04	280,6	11,21	10,22	
Cg2	2,31	72,8	14,1	2,8	0,39	0,28	0,96	3,85	0,04	0,04	223,8	8,80	7,82	
Cg3	1,91	75,6	12,8	2,5	0,31	0,33	0,90	3,98	0,03	0,03	168,8	10,06	8,93	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra

Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T3P1

DATA: 21/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 32' 50,6''S e 44° 00' 19,0''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Topo da encosta, 28%, Pastagem

ALTITUDE: 447 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Gabro

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Ondulado

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Adailde do C. Santos, Carlos E. G. Menezes, Guilherme Hipólito

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A1- 0 a 10 cm; cinzento muito escuro (5YR 3/1, úmido) e bruno (7,5YR 4/2, seco); franco-argilosa; moderado muito pequeno e pequeno, blocos angulares; muito dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e clara.

A2- 10 a 21 cm; cinzento muito escuro (5YR 3/1, úmido) e bruno (7,5YR 4/2, seco); franco-argilosa; moderado muito pequeno e pequeno, blocos angulares; muito dura, firme, plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.

C- 21 a 47 cm; variegada composta de cinzento muito escuro (5YR 3/1), preto (5YR 2,5/1), bruno-amarelado-claro (10YR 6/4); franco-argilo-arenosa; fraco muito pequeno e blocos angulares; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.

Cr1- 47 a 75 cm; variegada composta de cinzento muito escuro (5YR 3/1), preto (5YR 2,5/1), bruno-amarelado-claro (10YR 6/4); franco-argilo-arenosa / franco arenosa; fraco muito pequeno e blocos angulares; muito dura, muito firme, plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Cr2- 75 a 90⁺ cm; variegada composta de cinzento muito escuro (5YR 3/1), preto (5YR 2,5/1), bruno-amarelado-claro (10YR 6/4); material da rocha franco-arenosa; não plástica e não pegajosa.

RAÍZES- Abundante e média no horizonte A1, comum e fina no A2.

OBSERVAÇÕES- Verificam-se no horizonte A2 pontuações do material de origem.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T3P1

HORIZONTE A2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Piroxênio: tamanho areia, pouco (5-15%), subangular, esférico e blocos, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.4- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 1 (2,5-25%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.5- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e cinza em luz XPL e cor amarela em luz PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica aberta, birrefringência frequente (15-30%), com orientação fraca, aleatória.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares e subangulares, tamanho macro, agregação moderada a forte, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor cinza e amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muito abundante (> 20%).

b) Argila e ferro: típico de poro e de grãos (quartzo, plagioclásio, magnetita e ilmenita), cor vermelha, com orientação fraca, laminar, paralela, muitos (5-10%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típicos e externo de grão, cor vermelha, sem orientação, não laminar, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor cinza e amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

b) Argila e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha e preta, com impregnação forte, bordas nítidas, abundante (10-20%).

b) Composto de ferro: pseudomorfo de plagioclásio, calcedônia e quartzo, cor vermelha e preta, com impregnação forte, bordas nítidas, ocasionais (2-5%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila: abundante (10-20%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

Tabela 11. Análises físicas e químicas do NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico típico (T3P1).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A1	0-10				187	191	258	364	188	48	0,71	1,15	2,61	56
A2	10-21				244	165	249	342	268	22	0,73	1,17	2,77	58
C	21-47				324	231	212	233	188	19	0,91	-	-	-
Cr1	47-75				467	184	150	199	146	26	0,76	-	-	-
Cr2	75-90 ⁺				454	245	157	144	130	10	1,09	-	-	-
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A1	6,5	5,5	12,8	8,6	0,35	0,07	21,8	0,0	1,1	22,8	95	0	11	
A2	6,6	5,3	10,1	8,4	0,18	0,08	18,7	0,0	0,6	19,3	97	0	2	
C	6,7	5,0	10,4	5,9	0,10	0,20	16,6	0,0	0,7	17,2	96	0	10	
Cr1	7,1	5,3	10,7	5,4	0,05	0,20	16,4	0,0	1,7	18,0	91	0	22	
Cr2	7,2	5,3	9,0	5,9	0,13	0,44	15,4	0,0	2,1	17,5	88	0	113	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃ (ki)	SiO ₂ R ₂ O ₃ (kr)	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr			
A1	40,04	41,1	15,3	16,9	7,33	1,13	0,87	0,65	0,26	0,40	302,6	4,55	2,67	
A2	19,04	41,7	17,8	18,4	7,26	0,96	0,89	0,64	0,26	0,28	321,9	3,98	2,39	
C	5,21	42,0	20,7	17,0	5,67	2,18	1,35	0,91	0,19	0,31	610,5	3,45	2,26	
Cr1	2,59	44,7	18,8	15,8	5,15	4,09	1,94	1,22	0,19	0,36	236,5	4,05	2,63	
Cr2	1,72	47,4	18,7	14,0	4,34	4,99	1,97	1,34	0,17	0,38	222,5	4,32	2,92	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20 mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2 mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T3P2

DATA: 21/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, Rio de Janeiro, 22° 32' 49,3''S e 44° 00' 20,6''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço superior da encosta, 42%, Pastagem

ALTITUDE: 430 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaise, muscovita-biotita gnaise e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Gabro

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Ondulado

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Adailde do C. Santos, Carlos E. G. Menezes, Guilherme Hipólito, Wanderson, H. Couto

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A- 0 a 5 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmido) e bruno-escuro (7,5YR 3/4, seco); franco-argilosa; moderado muito pequeno e pequeno, blocos angulares e subangulares; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

BA- 5 a 37 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3); argila; forte grande blocos angulares e prismática; cerosidade abundante e moderada; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.

Bt1- 37 a 66 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3); argila; forte média e grande, blocos angulares e prismática; cerosidade abundante e moderada; dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição ondulada e clara.

Bt2- 66 a 77 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4); franco-argilosa; forte média e grande, blocos angulares e prismática; cerosidade comum e fraca; dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição ondulada e clara.

BC- 77 a 95 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4); franco-argilo-arenosa; moderada pequena e média, blocos angulares e subangulares; cerosidade pouca e fraca; dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta.

C- 95 a 114 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4); franco-argilo-arenosa; fraca muito pequena blocos subangulares; dura, firme, ligeiramente plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Cr1- 114 a 130⁺ cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4); franco-argilo-arenosa; fraca muito pequena blocos subangulares; dura, firme, plástica e pegajosa.

RAÍZES- Comum e fina no horizonte A, comum e muito fina no BA, rara e muito fina no Bt1, Bt2 e Bi2.

OBSERVAÇÕES- Em todo perfil verifica-se grandes fendas, no horizonte Bt2 observa-se pontuações do material de origem e a partir do horizonte BC verifica-se bastante mineral primário com cor variegada composta de preto (5YR 2,5/1), bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 2,5/4) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4).

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T3P2

HORIZONTE BA

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Piroxênio: tamanho areia, pouco (5-15%), subangular, esférico e blocos, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.4- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%), subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucóxeno e hematita.

1.5- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama de espaçamento duplo, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação forte, não acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e típico de grãos (plagioclásio, magnetita e ilmenita), cor cinza e amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

b) Argila e ferro: típico de poro e típico de grão (quartzo, plagioclásio, magnetita e ilmenita), cor laranja e vermelha, com orientação moderada a fraca, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típicos externos de poro e grão (plagioclásio), cor vermelha, orientação fraca, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor cinza e amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos e pseudomorfos (magnetita e ilmenita) cor vermelha e preta, com impregnação forte, bordas nítidas, muitos (5-10%).

b) Composto de ferro: pseudomorfos de plagioclásio, calcedônia e quartzo, cor vermelha e preta, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: abundante (10-20%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

HORIZONTE Bt1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama de espaçamento duplo, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação forte, acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e típico de grãos (magnetita e ilmenita), cor cinza e amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

b) Argila e ferro: típico de poro e típico de grão (quartzo, plagioclásio, magnetita e ilmenita), cor laranja e vermelha, com orientação moderada a fraca, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típicos externos de poro e grão (plagioclásio), cor vermelha, orientação fraca, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor cinza e amarela, orientação forte, microlaminar, paralela, muitos (5-10%).

b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos e pseudomorfs (magnetita e ilmenita) cor vermelha e preta, com impregnação moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).

b) Composto de ferro: concêntricos e pseudomorfs de plagioclásio, calcedônia e quartzo, cor vermelha e preta, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: abundante (10-20%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

HORIZONTE Bt2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Ilmenita: tamanho areia, frequente (15-30%), subangular, esférica e blocos, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno.

1.4- Magnetita: tamanho areia, comum (30-50%), subangular, esférica e blocos, pobremente selecionada, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a hematita.

1.5- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama de espaçamento simples, birrefringência muito dominante (> 70%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação forte, acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor cinza e amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muito abundante (> 20%).

b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor laranja e vermelha, com orientação forte, laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

c) Argila e ferro: típico de grão (quartzo, feldspatos, magnetita e ilmenita), cor laranja e vermelha, com orientação moderada a fraca, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típicos externos de poro, cor laranja e vermelha, orientação fraca, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor cinza e amarela, orientação forte, microlaminar, paralela, muitos (5-10%).

b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos e pseudomorfos (magnetita e ilmenita) cor vermelha, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).

b) Composto de ferro: concêntricos e pseudomorfos de plagioclásio e calcedônia, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: ocasionais (2-5%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

HORIZONTE BC

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, comuns (30-50%), subangulares, esféricas e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.4- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelha em luz XPL e PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 1/9 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama de espaçamento simples, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, aleatória e paraleloestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação moderada, acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, crescente e grão (magnetita, ilmenita e plagioclásio), cor cinza e amarela, com orientação forte, microlaminar e laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

b) Argila e ferro: típico de poro, crescente e grão (magnetita e plagioclásio), cor vermelha, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Hiporrevestimentos:

a) Ferro: típicos externos de poro, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor cinza e amarela, orientação forte, microlaminar e laminar, paralela, muitos (5-10%).

b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos e pseudomorfs (magnetita e ilmenita) cor vermelha, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).

b) Composto de ferro: típicos e agregados, cor vermelha, com impregnação moderada, bordas nítidas, muitos (5-10%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila: ocasionais (2-5%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

Tabela 12. Análises físicas e químicas do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico (T3P2).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				DS	DP	
A	0-5				222	221	243	314	215	32	0,77	1,40	2,90	52
BA	5-37				172	181	240	407	357	12	0,59	1,18	2,95	60
Bt1	37-66				118	154	185	543	320	41	0,34	1,28	2,75	54
Bt2	66-77				177	194	244	385	300	22	0,63	1,18	2,99	60
BC	77-95				333	210	187	270	200	26	0,69	1,21	2,85	57
C	95-114				323	199	229	249	201	19	0,92	-	-	-
Cr	114-130+				341	190	242	227	201	11	1,06	-	-	-
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	6,4	5,2	10,1	6,3	0,18	0,04	16,6	0,0	1,7	18,3	91	0	3	
BA	6,4	4,9	12,7	4,7	0,05	0,08	17,5	0,0	0,2	17,7	99	0	0	
Bt1	6,4	4,9	13,9	6,0	0,05	0,10	20,0	0,0	0,8	20,9	96	0	1	
Bt2	6,4	4,8	13,3	6,3	0,05	0,13	19,7	0,0	0,4	20,2	98	0	2	
BC	6,6	4,7	12,8	6,0	0,04	0,17	19,0	0,0	0,2	19,2	99	0	14	
C	6,8	6,7	12,1	6,0	0,04	0,19	18,3	0,0	0,6	18,9	97	0	67	
Cr	6,8	4,8	12,7	6,1	0,05	0,20	19,0	0,0	0,2	19,2	99	0	39	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr	(ki)	(kr)	
A	25,16	38,6	12,4	23,9	11,03	0,75	0,68	0,40	0,42	0,26	416,1	5,30	2,37	
BA	7,82	38,0	20,6	21,6	7,39	0,52	0,66	0,18	0,26	0,18	350,6	3,13	1,87	
Bt1	5,08	38,4	22,1	20,4	6,15	0,56	0,77	0,20	0,24	0,21	306,7	2,95	1,85	
Bt2	4,03	39,6	22,1	20,2	5,59	0,67	0,80	0,36	0,20	0,25	297,4	3,05	1,92	
BC	2,73	40,7	21,9	18,3	5,31	1,33	0,96	0,86	0,22	0,39	273,3	3,16	2,06	
C	2,09	44,1	21,8	15,2	4,12	2,73	1,29	1,17	0,19	0,49	233,9	3,45	2,38	
Cr	2,29	43,9	21,4	16,0	4,42	2,45	1,17	1,13	0,22	0,40	254,1	3,48	2,36	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T3P3

DATA: 21/04/2006

CLASSIFICAÇÃO: CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, RJ. 22° 32' 48,8''S e 44° 00' 21,8''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Topo médio da encosta, Pastagem

ALTITUDE: 413 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaiss, muscovita-biotita gnaiss e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Gabro

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Ondulado

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Adailde do C. Santos, Carlos E. G. Menezes, Guilherme Hipólito, Wanderson, H. Couto

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A- 0 a 13 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmido) e bruno-escuro (7,5YR 3/4, seco); franco-argilosa; moderada pequena blocos angulares e subangulares; muito dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.

BA- 13 a 38 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3); franco-argilosa; moderada muito pequena e pequena, blocos angulares; cerosidade pouca e fraca; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.

Bt- 38 a 70 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4); argila; forte média e grande, blocos angulares e prismática; cerosidade abundante e moderada; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição descontínua (38-113) e clara.

C- 70 a 135⁺ cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4); franco-argilo-arenosa; fraca muito pequena blocos angulares; dura, firme, muito plástica e muito pegajosa.

RAÍZES- Abundante e fina no horizonte A, comum e muito fina no Bi, raras e muito fina no Bt.

OBSERVAÇÕES- Os horizontes BA e Bt apresentam pontuações do material de origem de aproximadamente 3 cm e cor amarelo-avermelhado (7,5YR 6/8). No horizonte C verifica-se material de origem de cor variegada composta de preto (5YR 2,5/1), amarelo-claro-acinzentado (2,5Y 8/4) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4). Observam-se grandes fendas em todo o perfil.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T3P3

HORIZONTE A

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Piroxênio: tamanho areia, pouco (5-15%), subangular, esférico e blocos, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.4- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%), subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.5- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa, tamanho micro, cor marrom escuro em luz XPL e marrom claro em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama de espaçamento simples, birrefringência muito pouco, com orientação fraca, aleatória.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos e pseudomorfos (magnetita e ilmenita) cor vermelha e preta, com impregnação moderada, bordas nítidas, abundantes (10-20%).

b) Composto de ferro: pseudomorfos de calcedônia e agregados, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.2- Feições fragmentadas e deformadas:

a) cutãs de argila: ocasionais (2-5%), amarela e laranja, com orientação moderada a forte.

5.3- Feições excrementais:

a) elipsóide: intactos, cor marrom, ocasionais (2-5%)

HORIZONTE BA

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Piroxênio: tamanho areia, muito pouco (< 5%), subangular, esférico e blocos, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.2- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.3- Plagioclásio cálcio-sódico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a caulinita e com alguns minerais apresentando pontos de dissolução.

1.4- Ilmenita e magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%), subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionadas, com alteração paralela linear de grau 2 (25-75%), alterando-se a leucoxeno e hematita.

1.5- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelha em luz XPL e em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama de espaçamento simples, birrefringência pouca (5-15%), com orientação fraca, aleatória e monoestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação moderada, acomodados, poros inter e intrapedais planares com algumas cavidades.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, crescente, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor cinza e amarela, orientação forte, microlaminar e laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos e pseudomorfs (magnetita e ilmenita) cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, abundantes (10-20%).

b) Composto de ferro: pseudomorfs de calcedônia, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila: amarela e laranja, com orientação moderada a forte, muitos (5-10%).

HORIZONTE Bt

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (15-30%) angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a ilita e com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.2- Magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%) subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionadas, com alteração complexa de grau 2 (25-75%), alterando-se a compostos de ferro (hematita e goethita).

1.3- Quartzo: tamanho areia, pouco (5- 10%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor cinza, amarela e vermelha em luz XPL e em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama de espaçamento simples, birrefringência frequente (15-30%), com orientação forte, aleatória e monoestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação moderada, acomodados, poros inter e intrapedais planares de tamanho macro com algumas cavidades de tamanho macro.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro, crescente, cor cinza e amarela, com orientação forte a moderada, microlaminar, paralela e convoluta, muita (5-10%).

b) Argila e ferro: típico de poro, crescente, cor laranja e vermelha, com orientação moderada a fraca, laminar, paralela, muitos (5-10%).

c) Capas de distintas naturezas (argila, argila e ferro, ferro): típico de poro, crescente, cor amarelo-acinzentada, laranja e vermelha, com orientação forte a moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.2- Hiporrestimentos:

a) Ferro: típicos externos de poro, cor vermelho claro, orientação fraca, laminar, paralela, ocasionais (2-5%).

5.3- Preenchimento:

a) Argila: denso completo e incompleto, cor cinza e amarelo-acinzentada, orientação moderada, laminar, ocasionais (2-5%).

b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas a claras, abundantes (10-20%).

b) Composto de ferro: pseudomorfos de calcedônia, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.5- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila: amarela e laranja, com orientação moderada a forte, muitos (5-10%)

Tabela 13. Análises físicas e químicas do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico (T3P3).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-13				195	226	239	340	206	39	0,70	1,39	3,02	54
BA	13-38				172	211	227	390	292	25	0,58	1,40	2,86	51
Bt	38-70				125	172	208	495	357	28	0,42	1,31	2,81	53
C	70-135+				314	256	199	231	178	23	0,86	-	-	-
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	$\frac{100Al^{3+}}{S+Al^{3+}}$ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	6,6	5,2	9,3	5,3	0,07	0,05	14,7	0,0	1,0	15,7	94	0	1	
BA	6,4	4,9	9,8	3,1	0,03	0,05	13,0	0,0	1,1	14,1	92	0	0	
Bt	6,5	5,1	14,2	2,2	0,03	0,07	16,5	0,0	0,4	16,9	97	0	0	
C	7,0	5,1	14,4	4,3	0,02	0,13	18,8	0,0	1,2	20,0	94	0	130	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	
		-----%-----										mg kg ⁻¹	(ki)	(kr)
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr			
A	18,39	38,2	11,8	25,3	12,11	0,55	0,56	0,39	0,52	0,28	515,3	5,52	2,32	
BA	9,90	39,4	13,2	24,5	12,13	0,48	0,50	0,45	0,54	0,23	529,0	5,08	2,32	
Bt	5,57	40,1	21,5	20,0	6,26	0,54	0,49	0,44	0,24	0,19	372,1	3,17	1,99	
C	1,98	43,9	20,0	17,1	4,27	2,75	0,89	1,32	0,25	0,04	262,9	3,73	2,41	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20 mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2 mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL: T3P4

DATA: 21/04/2006.

CLASSIFICAÇÃO: CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Município de Pinheiral, RJ. 22° 32' 47,7''S e 44° 00' 23,2''W.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço inferior da encosta, Pastagem

ALTITUDE: 390 m

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Gnaisses porfiroclásticos, biotita gnaise, muscovita-biotita gnaise e intrusões diabásicas, gabros e gabro-noritos

MATERIAL ORIGINÁRIO: Gabro

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Ondulado

RELEVO REGIONAL: Forte ondulado

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Subdecidual

USO ATUAL: Pasto

DESCRITO E COLETADO POR: Adailde do C. Santos, Carlos E. G. Menezes, Guilherme Hipólito, Wanderson, H. Couto

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A- 0 a 12 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmido) e bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, seco); franco-argilosa; moderada pequena blocos subangulares; dura, friável, muita plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

BA- 12 a 48 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4); argila; forte muito grande e grande, blocos angulares; cerosidade comum e fraca; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e difusa.

Bt1- 48 a 99 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4); argila; forte muito grande e grande, prismática; cerosidade abundante e moderada; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.

Bt2- 99 a 137 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/4); argila; moderado pequeno blocos angulares; cerosidade comum e moderada; dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.

BC- 137 a 146 cm; bruno-amarelado (10YR 5/6); argila; moderado muito pequeno e pequeno blocos subangulares; dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada (137-153) e abrupta.

C1- 146 a 156 cm; cinzento (5Y 5/1); argila; maciça; dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada (146-170) e clara.

C2- 156 a 168 cm; cinzento (5Y 5/1); franca; material semi-alterado; muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.

C3- 168 a 200⁺ cm; variegada composta de mesclas acinzentadas, esbranquiçadas, rosadas, avermelhadas, púrpura e esverdeada; franco-arenosa argilo-arenosa; material semi-alterado; plástica e pegajosa.

RAÍZES- Comuns e finas no horizonte A, raras e muito finas nos horizontes BA, Bt1 e Bt2.

OBSERVAÇÕES- A partir do horizonte BC verificam-se minerais primários de cor variegada composta de bruno-forte (7,5YR 5/8); cinzento-oliváceo (5Y 5/2); cinzento-claro (2,5Y 7/2). Em todo o perfil observam-se grandes fendas.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA- T3P4

HORIZONTE BA

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%) angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a ilita, com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.2- Ilmenita e Magnetita: tamanho areia, frequentes (15-30%) subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionada, com alteração complexa de grau 3 (75-97,5%), alterando-se a compostos de ferro (hematita ou goethita), com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.3- Quartzo: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor vermelho-amarronzada em luz XPL e em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência pouca (5-15%), com orientação fraca, aleatória.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades de tamanho macro.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor amarela, laranja e vermelha, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.4- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas a claras, abundante (10-20%).

b) Composto de ferro: pseudomorfos de calcedônia e quartzo, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

c) Composto de ferro: agregados de hematita, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, ocasionais (2-5%).

d) Composto de ferro: pseudomorfos de magnetita, cor vermelho-claro, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).

HORIZONTE Bt1

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, pouco (5-15%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 2 (25-75%), alterando-se a ilita, com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.2- Ilmenita e Magnetita: tamanho areia, comum (30-50%) subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionada, com alteração complexa de grau 3 (75-97,5%), alterando-se a compostos de ferro (hematita ou goethita), com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.3- Quartzo: tamanho areia, dominante (50-70%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelho-amarronzada em luz XPL e em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 μ m, proporção g/f de 3/7 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento simples, birrefringência frequente (15-30%), com orientação moderada, aleatória.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação moderada, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades de tamanho macro.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor amarela, laranja e vermelha, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, abundante (10-20%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada a fraca, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas a claras, abundante (10-20%).

b) Composto de ferro: pseudomorfos de calcedônia e quartzo, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

c) Composto de ferro: agregados, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

d) Composto de ferro: pseudomorfos de magnetita, cor vermelho-claro, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila e silte: amarela e laranja, com orientação moderada a forte, muitos (5-10%).

HORIZONTE Bt2

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 3 (75-97,5%), alterando-se a ilita, com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.2- Ilmenita e Magnetita: tamanho areia, comum (30-50%) subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionada, com alteração complexa de grau 3 (75-97,5%), alterando-se a compostos de ferro (hematita ou goethita), com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.3- Quartzo: tamanho areia, comum (30-50%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelho-amarronzada em luz XPL e em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento duplo, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, aleatória, poroestriada e granoestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação forte, acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades de tamanho macro.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

a) Argila: típico de poro e crescente, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, muitos (5-10%).

b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor amarela, laranja e vermelha, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

a) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, raros (< 2%).

5.3- Nódulos:

a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas a claras, abundante (10-20%).

b) Composto de ferro: pseudomorfos de calcedônia e quartzo, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, ocasionais (2-5%).

c) Composto de ferro: agregados, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

d) Composto de ferro: pseudomorfos de magnetita, cor vermelho-claro, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

a) Cutãs de argila e silte: amarela e laranja, com orientação moderada a forte, muitos (5-10%).

HORIZONTE BC

1-Material grosso (Grãos)

1.1- Feldspato potássico: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico e tabular, pobremente selecionado, com alteração linear cruzada de grau 3 (75-97,5%), alterando-se a ilita, com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.2- Ilmenita e Magnetita: tamanho areia, comum (30-50%) subangulares, esféricos e blocos, pobremente selecionada, com alteração complexa de grau 3 (75-97,5%), alterando-se a compostos de ferro (hematita ou goethita), com alguns minerais apresentando áreas de dissolução.

1.3- Quartzo: tamanho areia, frequente (15-30%), angular, esférico, blocos, pobremente selecionado, com poucas fraturas.

2-Material Fino (Plasma)

Natureza argilosa e ferro-argilosa, tamanho micro, cor amarela e vermelho-amarronzada em luz XPL e em PPL.

3-Contextura Basal

Com limite g/f de 10 µm, proporção g/f de 2/8 e pobremente selecionado, com distribuição relacionada das unidades em trama porfírica de espaçamento duplo, birrefringência dominante (50-70%), com orientação forte, aleatória, poroestriada e granoestriada.

4-Microestrutura e Poros

Agregada em blocos angulares, tamanho macro, agregação forte, parcialmente acomodados, poros inter e intrapedais planares e cavidades de tamanho macro.

5-Feições Pedológicas

5.1-Revestimentos:

- a) Argila: típico de poro, típico de grão e crescente, cor amarela, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).
- b) Argila e ferro: típico de poro e crescente, cor amarela, laranja e vermelha, com orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.2- Preenchimento:

- a) Argila: denso completo e incompleto, cor amarela, orientação forte, microlaminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).
- b) Argila, silte e ferro: denso completo e incompleto, cor laranja e vermelha, orientação moderada, laminar, paralela e convoluta, ocasionais (2-5%).

5.3- Nódulos:

- a) Composto de ferro: típicos, cor vermelha, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas a claras, abundante (10-20%).
- b) Composto de ferro: pseudomorfos de feldspatos e quartzo, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).
- c) Composto de ferro: agregados, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).
- d) Composto de ferro: pseudomorfos de magnetita, cor vermelho-claro, com impregnação forte a moderada, bordas nítidas, abundante (10-20%).
- e) Composto de ferro: concêntricos, cor vermelha, com impregnação forte, bordas nítidas, raros (< 2%).

5.4- Feições fragmentadas e deformadas:

- a) Cutãs de argila e silte: amarela e laranja, com orientação moderada a forte, muitos (5-10%).

Tabela 14. Análises físicas e químicas do CHERNOSSOLO ARGILÚVICO Órtico típico (T3P4).

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Granulometria da terra fina - dispersão com NaOH (g kg ⁻¹)				AN g kg ⁻¹	GF %	Silte/Argila	Densidade Mg m ⁻³		VTP %
Sím	Prof	Cal	Cas	TF	AG	AF	Silte	Argila				Ds	Dp	
A	0-12				218	231	260	291	181	38	0,89	1,39	3,00	54
BA	12-48				199	210	192	399	324	19	0,48	1,39	2,84	51
Bt1	48-99				157	156	121	566	350	38	0,21	1,48	3,01	51
Bt2	99-137				143	139	182	536	458	15	0,34	1,45	2,90	50
BC	137-146				169	139	249	443	339	23	0,56	1,44	2,90	50
C1	146-156				86	132	321	461	348	25	0,69	-	-	-
C2	156-168				221	187	309	283	240	15	1,09	-	-	-
C3	168-200 ⁺				311	246	268	175	145	17	1,53	-	-	-
Sím	pH (1:2,5)		Complexo sortivo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por base) %	100Al ³⁺ / S+Al ³⁺ m%	P Ass mg kg ⁻¹	
	Água	KCL	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A	6,8	5,4	7,8	3,9	0,37	0,03	12,1	0,0	0,3	12,4	98	0	4	
BA	6,5	5,1	6,5	3,0	0,03	0,06	9,6	0,0	0,4	120,0	96	0	1	
Bt1	6,7	5,3	8,0	4,0	0,03	0,08	12,2	0,0	0,4	12,5	97	0	2	
Bt2	6,7	5,1	8,1	5,2	0,04	0,04	13,4	0,0	0,4	13,8	97	0	3	
BC	6,3	4,3	12,9	8,4	0,05	0,05	21,7	0,0	0,0	21,7	100	0	1	
C1	5,7	3,4	26,5	15,2	0,05	0,05	42,3	3,7	2,0	48,0	88	8	0	
C2	5,8	3,3	15,1	9,3	0,05	0,05	24,9	3,9	1,8	30,6	81	13	0	
C3	5,8	3,2	10,7	7,3	0,05	0,05	18,4	3,7	1,0	23,0	80	17	0	
Sím	CO g kg ⁻¹	Raio X por Fluorescência										SiO ₂ / Al ₂ O ₃ (ki)	SiO ₂ / R ₂ O ₃ (kr)	
		-----%-----												mg kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Mn	P ₂ O ₅	Zr			
A	14,93	44,8	10,0	21,6	11,36	0,44	0,41	0,99	0,63	0,25	649,3	7,65	3,20	
BA	4,42	46,3	11,5	21,7	11,13	0,31	0,38	0,83	0,49	0,18	659,9	6,83	3,10	
Bt1	4,44	44,5	15,3	21,6	8,68	0,34	0,44	0,55	0,25	0,20	532,8	4,95	2,60	
Bt2	3,60	46,1	17,9	19,2	5,21	0,32	0,48	0,79	0,13	0,21	419,3	4,38	2,60	
BC	2,30	59,4	15,6	12,5	2,35	0,49	0,85	0,95	0,03	0,10	274,4	6,48	4,28	
C1	2,48	62,3	17,6	8,4	0,66	0,93	1,85	0,18	-	0,04	127,0	6,01	4,61	
C2	1,54	63,7	17,1	7,8	0,63	0,73	1,21	1,31	0,01	0,07	196,9	6,32	4,89	
C3	1,16	68,1	16,7	4,1	0,57	0,69	1,09	2,59	0,01	0,03	188,3	6,91	5,99	

Sím= símbolo dos horizontes; Prof= profundidade; Frações granulométricas: Cal=Calhau (> 20mm), Cas= Cascalho (20-2 mm), TF= Terra Fina (< 2mm), AG= Areia grossa (2-0,20 mm), AF =Areia fina (0,20-0,05 mm), Silte= 0,05-0,002 mm, Argila= < 2 µm; AN= Argila naturalmente dispersa em água; GF= Grau de Floculação; Ds= Densidade do Solo; Dp= Densidade da Partícula, VTP= Porosidade Total; SB= soma de bases trocáveis; T = CTC a pH 7,0; V= índice por saturação de bases; m= índice de saturação por alumínio; P.Ass= Fósforo Assimilável; CO= Carbono orgânico.