



Revista Brasileira de Ciência do Solo

ISSN: 0100-0683

revista@sbccs.org.br

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
Brasil

da Costa Lima, Júlio Guilherme; Bretas Bittar Schulze, Sheila Maria; Ribeiro, Mateus Rosas; de Brito Barreto, Sandra

MINERALOGIA DE UM ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO DA ZONA ÚMIDA COSTEIRA DO
ESTADO DE PERNAMBUCO

Revista Brasileira de Ciência do Solo, vol. 32, núm. 2, 2008, pp. 881-892
Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
Viçosa, Brasil

Disponível em: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180214228041>

- Como citar este artigo
- Número completo
- Mais artigos
- Home da revista no Redalyc

redalyc.org

Sistema de Informação Científica

Rede de Revistas Científicas da América Latina, Caribe, Espanha e Portugal
Projeto acadêmico sem fins lucrativos desenvolvido no âmbito da iniciativa Acesso Aberto

NOTA

MINERALOGIA DE UM ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO DA ZONA ÚMIDA COSTEIRA DO ESTADO DE PERNAMBUCO⁽¹⁾

Júlio Guilherme da Costa Lima⁽²⁾, Sheila Maria Bretas Bittar Schulze⁽³⁾, Mateus Rosas Ribeiro⁽⁴⁾ & Sandra de Brito Barreto⁽⁵⁾

RESUMO

A mineralogia do solo constitui uma excelente ferramenta para o conhecimento e a avaliação da gênese do solo e do seu comportamento físico e químico, além de ser um dos parâmetros utilizados na distinção de classes do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos e um indicativo da reserva potencial mineral de nutrientes para as plantas. Nesse contexto, este trabalho apresenta a caracterização mineralógica das frações cascalho, areia grossa e areia fina (sob lupa binocular e microscópio petrográfico) e das frações silte e argila (difratometria de raios X) de todos os horizontes do solo, e o estudo petrográfico da rocha matriz, a partir dos quais estabelece considerações sobre a evolução mineralógica de um Argissolo Vermelho-Amarelo, típico da Zona Úmida Costeira do Estado de Pernambuco. As frações grossas ao longo de todo o Argissolo estudado são constituídas, essencialmente, por quartzo (> 95 %) anguloso a muito anguloso, o que denota a ausência de transporte de material na formação desse tipo de solo. Foram observados fragmentos de rocha (constituídos por quartzo, feldspatos e minerais opacos), feldspatos e biotita que apresentam alteração intempérica mais evidente nos horizontes mais superficiais, além de minerais opacos, como magnetita e hematita, e traços de clorita, zircão, epidotos e apatita, todos de mineralogia compatível com a rocha matriz. A fração silte é constituída por minerais do grupo das micas, dos feldspatos, do quartzo e da caulinita, além da clorita observada apenas nos horizontes mais inferiores. A fração argila mostrou a mesma mineralogia da fração silte, sendo ainda detectados minerais interestratificados nos horizontes

⁽¹⁾ Parte da Tese de Mestrado do primeiro autor, apresentada ao Programa de Pós Graduação em Ciência do Solo (PPGCS), Universidade Federal Rural de Pernambuco - UFRPE. Recebido para publicação em outubro de 2005 e aprovado em novembro de 2007.

⁽²⁾ Aluno de Pós-Graduação, PPGCS, Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE. Rua Dom Manoel de Medeiros s/n, Dois Irmãos, CEP 52171-900 Recife (PE). E-mail: jjuliopopu@hotmail.com

⁽³⁾ Professor Associado do Departamento de Agronomia, UFRPE. E-mail: schulze@depa.ufrpe.br

⁽⁴⁾ Professor Associado do Departamento de Agronomia, UFRPE. Bolsista do CNPq. E-mail: mateus.rosas@pesquisador.cnpq.br

⁽⁵⁾ Professor Adjunto do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. CEP 50740-530 Recife (PE). E-mail: bsandra@ufpe.br

mais inferiores. A petrografia da rocha matriz mostrou que esta é um biotita-gnaiss de granulometria média, constituído por feldspatos (plagioclásio, pertite e microclina), quartzo, biotita e, como acessórios, epidotos, zircão e minerais opacos. A análise dos resultados permite concluir que o Argissolo estudado é autóctone, bem desenvolvido e altamente intemperizado devido às condições de clima, relevo e vegetação, apresentando baixa reserva potencial mineral de nutrientes para as plantas.

Termos de indexação: intemperismo, mineralogia do solo, pedogênese, classificação de solos.

SUMMARY: MINERALOGY OF AN ULTISOL IN THE COASTAL HUMID ZONE OF PERNAMBUCO, BRAZIL

Soil mineralogy is an important tool to study and understand soil genesis and soil physical and chemical behavior. Furthermore, soil mineralogy is used as diagnostic criterion to define soil classes in the Brazilian System of Soil Classification and provides information on the potential soil mineral reserve of plant nutrients. In this context, this study presents the mineralogical characterization of gravel, fine and coarse sand fractions (under a binocular lens and petrographic microscope), and of the silt and clay fractions (by X ray diffraction) of all soil horizons, and the petrographic study of the parent rock, aiming to understand the mineralogical evolution of a typical Ultisol of the Coastal Humid Zone of Pernambuco State. The coarse fractions of the studied Ultisol are formed, essentially, by angular shaped quartz (> 95 %), demonstrating the absence of transported materials during soil formation. Rock fragments (formed by quartz, feldspars and opaque minerals), feldspars and biotite, with more evident weathering in the surface horizons, were also observed and are mineralogically compatible with the parent rock. The silt fraction is composed by micas, feldspars, quartz and kaolinite. Chlorite is only observed in the deeper horizons. The clay fraction has the same mineralogy as observed for the silt fraction, and still there are interstratified minerals in the bottom horizons. The parent rock is biotite-gneiss of medium granulometry, formed by feldspars (plagioclase, perthite and microcline), quartz and biotite, with epidotes, zircon and opaque minerals as accessory minerals. The results showed that the studied Ultisol is autochthonous and highly weathered, due to the humid tropical climatic conditions, and has a very low potential mineral reserve of plant nutrients.

Index terms: soil classification, soil genesis, soil mineralogy, weathering.

INTRODUÇÃO

O solo é o resultado da ação de processos exógenos de intemperismo e pedogênese. O intemperismo é responsável pela quebra mecânica e degradação química dos minerais das rochas, que produzem um material semiconsolidado e alterado, que constitui o material de origem dos solos (saprólito). Através dos processos pedogenéticos de adições, perdas, translocações e transformações de materiais, solutos e energia, o saprólito evolui para a formação do solo (Sumner, 2000), que é constituído por horizontes e, ou, camadas diferenciadas, capazes de sustentar a vida vegetal superior.

A formação do solo varia de região para região, sendo condicionada pelos seus fatores controladores: rocha matriz, clima, relevo, organismos e tempo (Jenny, 1941; Lepsch, 2002). Dessa forma, a evolução

mineralógica de um solo, desde sua rocha matriz até seu horizonte mais superficial, é um processo inerente àquele solo, considerando que, com a modificação de um dos fatores de formação, o produto final, solo, será diferente.

A intemperização dos minerais silicatados segue, geralmente, a seqüência estabelecida por Goldich (1938), que mostra a série de estabilidade de minerais em face da meteorização, que é inversa à ordem de cristalização da Série de Bowen, pois os primeiros minerais que se formam pela consolidação do magma são os menos estáveis, devido à grande diferença entre as condições físico-químicas do meio em que se cristalizaram e as do meio ambiente superficial (Lacerda, 1999).

A identificação, a caracterização e o entendimento das propriedades dos diferentes minerais do solo constituem uma excelente ferramenta para o

conhecimento e a avaliação da gênese do solo, das condições de intemperismo e dos processos pedogenéticos vigentes, das propriedades físicas (textura, estrutura, etc.) e químicas (disponibilidade de nutrientes, CTC, etc.) do solo, e da reserva potencial mineral de nutrientes para as plantas. Além disso, a composição mineralógica é utilizada como atributo diagnóstico na distinção de classes do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2006), de forma direta ou indireta, pela influência na atividade da fração argila, pelas superfícies de fricção, entre outras propriedades (Kampf & Curi, 2003). Entretanto, a carência de informações sobre a mineralogia dos solos e a evolução dos minerais durante os processos de intemperismo e pedogênese limitam a utilização dessas informações na classificação dos solos.

Dentro dessa ótica, este trabalho visa estabelecer considerações sobre a evolução mineralógica ao longo do perfil de alteração de um Argissolo, da coleção de

Solos de Referência do Estado de Pernambuco (Ribeiro et al., 1999), contribuindo para o avanço dos estudos de gênese e classificação dos solos e seus usos e ocupação.

MATERIAL E MÉTODOS

O solo estudado foi descrito segundo as recomendações propostas pelo Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Lemos & Santos, 1996) e classificado segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2006), como Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado, textura média/muito argilosa, fase floresta tropical suberenifólia, relevo forte ondulado (Quadro 1).

O solo localiza-se na Zona da Mata do Estado de Pernambuco, município de Moreno, numa região inserida em área de ocorrência de rochas pré-

Quadro 1. Descrição morfológica do Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico (Ribeiro et al., 1999)

Horizonte	Profundidade	Descrição
Oo	5–0 cm	Camada constituída por restos de folhas pouco decompostas e raízes.
A	0–13 cm	Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmido); franco-argilosa; moderada e forte, pequena a média granular; firme, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
AB	13–24 cm	Bruno-escuro (10YR 4/3, úmido); argiloarenosa; moderada pequena blocos subangulares; firme, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
BA	24–46 cm	Bruno-amarelado (10YR 5/6, úmido); argila; fraca pequena blocos subangulares e angulares; firme, plástica e pegajosa; transição clara e ondulada (15–30 cm).
Bt1	46–88 cm	Vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmido), mosqueado comum pequeno a médio e distinto bruno-amarelado (10YR 5/6, úmido); argila; moderada pequena a média blocos subangulares e angulares; firme, plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
Bt2	88–113 cm	Vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmido), mosqueado pouco pequeno a médio e distinto vermelho (2,5YR 4/8, úmido) e comum pequeno a médio e distinto bruno-amarelado (10YR 5/6, úmido); argila; moderada pequena a média blocos subangulares e angulares; firme, plástica e pegajosa; transição gradual e ondulada (14–40 cm).
BC	113–150 cm	Vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmido), mosqueado comum pequeno a médio distinto bruno-amarelado (10YR 5/6, úmido); franco-argilosa; fraca pequena a média blocos subangulares; firme, plástica e pegajosa; transição clara e irregular.
C/B	150–202 cm	Coloração variegada composta de vermelho-amarelado (5 YR 5/8, úmido) e amarelo-avermelhado (7,5YR 7/6, úmido); franco-argiloarenosa; maciça; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.
C	202 cm ⁺	Material decomposto proveniente de gnaisses e migmatitos com predominância de minerais primários.

RAÍZES: Muitas em Oo e A; comuns no AB e poucas em BA e Bt1.

OBSERVAÇÕES:

1. Perfil coletado úmido.
2. Muitos poros em A, AB e BC; comuns em BA, Bt1 e Bt2.
3. A cerosidade do C/B se restringe às partes relacionadas ao B.
4. Fragmentos de quartzo encontrados a partir do horizonte BA.
5. Coletada amostra da rocha subjacente (rocha matriz).

cambrianas, dominada pelo Terreno Pernambuco-Alagoas do Domínio Externo (Gomes, 2001). A unidade geomorfológica corresponde aos Níveis Cristalinos que antecedem o Planalto da Borborema, onde o relevo é caracterizado como forte ondulado e montanhoso, e as declividades variam entre 20 e 45 %. A cobertura vegetal primitiva é constituída pela floresta subperenifólia (formação florestal, densa, composta por árvores de grande porte e latifoliadas, com muitas epífitas). O clima nesta região, segundo a classificação de Köeppen, é o As', tropical chuvoso com verão seco. As temperaturas médias anuais variam entre 22 e 24 °C, com precipitações bem distribuídas, em torno dos 1800 mm anuais (Jacomine et al., 1973).

Amostras deformadas de cada um dos horizontes descritos já haviam sido analisadas e separadas granulometricamente, através do método proposto pela Embrapa (1997), nas frações cascalho (20–2 mm), areia grossa (2–0,2 mm), areia fina (0,2–0,05 mm), silte (0,05–0,002 mm) e argila (< 0,002 mm) (Ribeiro et al., 1999; Quadro 2). O material para análise mineralógica encontrava-se devidamente acondicionado e etiquetado para este fim.

A determinação da composição mineralógica das frações grossas de cada um dos horizontes descritos no solo estudado foi realizada sob lupa binocular Olympus SZ40, com objetiva 10 X e sistema de aumento zoom variando de 0,67 X até 4 X. Foram utilizados métodos que envolvem: (1) homogeneização e quarteamento da amostra; (2) microtestes físicos (imã para separar os minerais magnéticos) e químicos (adição de HCl a 10 %, a frio, para a determinação de agregados carbonáticos, e H₂O₂ a 10 %, a frio, para a determinação de agregados de óxido de manganês); (3) descrição e caracterização das propriedades físicas determinativas dos minerais (Klein & Hurlbut Jr., 1999; Leinz & Campos, 1979), como: brilho, cor, clivagem, hábito, fratura, diafanidade, dureza e tenacidade; (4) avaliação semiquantitativa dos percentuais dos constituintes minerais descritos, baseado no método de estimativa visual proposto por

Terry & Chilingar (1955); e (5) estimativa do grau de arredondamento dos grãos de quartzo, realizada por comparação destes com aqueles apresentados na classificação quanto ao grau de arredondamento e esfericidade de Powers (1953), para verificar indícios de transporte de material. Quando necessário, os minerais de determinação duvidosa foram levados ao microscópio petrográfico para verificação das propriedades óticas.

O microscópio petrográfico utilizado tanto para a identificação de grãos das frações grossas de determinação duvidosa quanto para a descrição das lâminas delgadas do material de origem do solo estudado (rocha matriz) foi um OLYMPUS BX-40, anexado a um sistema de captura de imagem digital, sob luz transmitida, onde foram identificadas, por meio dos três sistemas ópticos de observação (luz natural, ortoscópio e conoscópio), as propriedades ópticas características de matérias-primas minerais e feitas estimativas de composição.

Para a preparação da lâmina delgada da rocha que constitui o material de origem do Argissolo estudado, devido ao grau de alteração, a amostra foi primeiramente seca em estufa com temperatura controlada entre 40 e 50 °C, até a total perda de umidade e, posteriormente, impregnada com resina (mistura de resina de poliéster ortoftálica cristal, estireno e peróxido de metil-etyl-cetona), num método semelhante ao utilizado na confecção de lâminas de solo para estudos micromorfológicos (Jongerius & Heintzberger, 1963; Fitzpatrick, 1984; Murphy, 1986). Após o endurecimento da resina, a amostra impregnada foi seccionada, polida, colada em lâminas de vidro e desbastada até atingir a espessura ideal (0,032 mm) para a realização das análises petrográficas.

A mineralogia das frações finas (silte e argila) dos horizontes foi determinada por difratometria de raios X (DRX), com base nos métodos propostos por Grim (1968), Jackson (1975), Dixon (1977), Whittig & Allardice (1976) e Moore & Reynolds (1989), seguindo as seguintes etapas: (1) pré-tratamentos para

Quadro 2. Análise granulométrica do Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico

Horizonte		Fração da amostra total			Composição granulométrica da terra fina			
Símbolo	Profundidade	Calhaus	Cascalho	TFSA	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
	cm		%				g kg ⁻¹	
A	0–13	0	0	100	191	204	280	325
AB	13–24	0	0	100	220	164	273	343
BA	24–46	0	0	100	193	148	203	456
Bt1	46–88	0	2	98	113	98	147	642
Bt2	88–113	0	1	99	113	131	200	556
BC	113–150	0	1	99	116	152	277	455
C/B	150–202	0	0	100	193	158	253	396
C	202 ⁺	0	0	100	212	209	263	316

eliminação de carbonatos e cátions divalentes pelo acetato de Na, matéria orgânica, com H_2O_2 , e óxidos de Fe pelo DCB; (2) separação da fração fina nas frações silte e argila, por sedimentologia, com base na lei de Stokes; (3) confecção de três lâminas orientadas para cada amostra das frações silte e argila de cada um dos horizontes estudados, sendo duas saturadas com cloreto de K e uma saturada com cloreto e acetato de Mg e solvatadas com glicerol. Das amostras saturadas com K, uma foi processada em temperatura ambiente ($K\ 25\ ^\circ C$) e a outra após aquecimento, por duas horas, a $550\ ^\circ C$ ($K\ 550\ ^\circ C$). A amostra saturada em Mg foi processada em temperatura ambiente ($Mg\ 25\ ^\circ C$); (4) obtenção dos difratogramas de raios X através dos difratômetros Siemens D5000 (Laboratório de Materiais Avançados da Universidade Federal de Pernambuco) e Rigaku (Laboratório de Metrologia e Ensaios Mecânicos do Instituto Tecnológico de Pernambuco), ambos operando em tensão de 40 Kv, com corrente de 20 mA e velocidade de registo de $10\ mm\ min^{-1}$, com radiação de cobre ($K\alpha$) e filtro de níquel e amplitude de varredura (2θ) entre 2 e $40\ ^\circ C$; e (5) interpretação e identificação dos minerais nos difratogramas por meio do espaçamento interplanar (d), forma, largura e intensidade dos picos nos difratogramas e comportamento nos tratamentos.

Os minerais do grupo da caulinita foram identificados pelos reflexos $0,71$, $0,35$ e $0,23\ nm$ nos difratogramas das amostras $K\ 25\ ^\circ C$, que permaneceram inalterados nos das amostras $Mg\ 25\ ^\circ C$, porém desapareceram no da amostra saturada por $K\ 550\ ^\circ C$.

As micas (biotita, sericita e ilita) foram identificadas pelos reflexos $1,0$, $0,50$ e $0,33\ nm$, e o quartzo por $0,33$, $0,42$ e $0,22\ nm$, ambos constantes nos três tratamentos utilizados.

Os feldspatos foram identificados pelos reflexos nos intervalos de distância interplanar entre $0,31$ e $0,32\ nm$, $0,37$ e $0,39\ nm$ e $0,62$ e $0,67\ nm$, excluídos os reflexos do quartzo e da caulinita constantes nos três tratamentos.

O grupo das cloritas foi definido pelo reflexo de $1,4\ nm$ no difratograma de $K - 25\ ^\circ C$, que não mostrou alteração nos demais tratamentos.

Interestratificados foram identificados segundo a proposição de Eslinger & Pevear (1988) pelo reflexo de $1,4\ nm$, que não mostrou variação no difratograma de $Mg\ 25\ ^\circ C$ e colapsou para $1,25\ nm$ no de $K\ 550\ ^\circ C$, tratando-se, possivelmente, de clorita/esmectita ou clorita/vermiculita.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Frações grossas

A mineralogia da fração cascalho é composta, essencialmente, de quartzo e fragmentos de rochas (Quadro 3). Ocorrem ainda feldspatos (horizonte Bt_1)

e agregados/concreções ferruginosas (horizonte BC). O quartzo é o mineral predominante na fração, com porcentagem média de 95 %, ocorrendo em grãos individuais e agregados policristalinos brancos a hialinos, angulosos a muito angulosos, evidenciando pouco ou nenhum transporte. Os fragmentos de rocha, compostos de quartzo, feldspatos e minerais opacos, mostravam intensos sinais de alteração, estando os feldspatos sem seu brilho nacarado ou vítreo característico e mostrando cor esbranquiçada, enquanto os minerais opacos mostravam sinais de oxidação, observados pela cor marrom-avermelhada. Os feldspatos isolados têm, em geral, hábito prismático tabular, sendo possível observar suas duas direções de clivagens características; apresentam, porém, brilho terroso e cor esbranquiçada, características de alteração parcial. Os agregados/concreções ferruginosas, em geral, têm hábito irregular (agregados) a globular (concreções), cor marrom-avermelhada, traço castanho-amarelado e mostram resistência à compressão. Por tais características físicas, foram identificados como goethita.

A fração areia grossa (Quadro 3) é constituída, essencialmente, por quartzo (96 a 99 %). Também são observados, em porcentagem inferior a 1 %, minerais opacos (entre eles a magnetita e a hematita), feldspatos, biotita, fragmentos de rocha, agregados/concreções ferruginosas e agregados argilosos. O quartzo ocorre em grãos angulosos a muito angulosos, denotando pouco ou nenhum transporte. Alguns grãos estão, parcialmente, recobertos por uma película de alteração de cor marrom-avermelhada, possivelmente de óxido de Fe, que infere ao quartzo, por efeito ótico, a cor alaranjada. Os fragmentos de rocha, compostos por quartzo, feldspatos e minerais opacos, os feldspatos e a biotita, mostravam visíveis sinais de alteração, observados pelas modificações em suas características físicas, em especial na cor e no brilho. Os feldspatos são, em geral, tabulares e mostram brilho terroso e cor esbranquiçada.

Nos horizontes mais profundos, observa-se maior ocorrência de feldspatos de brilho nacarado, que apresentam cor bege-clara a rosa-clara, evidenciando a diminuição na intensidade do intemperismo em profundidade e indicando a presença de mais de um tipo de feldspato. A biotita apresenta hábito laminar, brilho nacarado a resinoso (quando alterada) e cor preta a marrom acastanhado, por vezes algo esverdeada (quando alterada). Nesses horizontes também é notada maior ocorrência de biotitas menos alteradas. Os agregados/concreções ferruginosas apresentam características semelhantes às descritas para aqueles da fração cascalho. Os agregados argilosos apresentam hábito irregular, brilho terroso, cores que variam do branco ao bege e são friáveis. Nota-se a graduação entre os agregados/concreções ferruginosas e os agregados argilosos, observada através da cor e da resistência à compressão dos grãos (quanto mais escuros e menos friáveis, maior a

Quadro 3. Caracterização mineralógica das frações grossas do Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico, localizado na Zona da Mata de Pernambuco

Símbolo	Profundidade	Horizonte	Mineralogia das frações grossas		
			Cascalho	Areia Grossa	Areia Fina
cm					
A	0–13	-		Quartzo (99 %). <u>Traços:</u> feldspatos; minerais opacos; agregados/concreções ferruginosas.	Quartzo (98 %). <u>Traços:</u> biotita; zircão; epidotos; minerais opacos; agregados/concreções ferruginosas.
AB	13–24	-		Quartzo (98 %). <u>Traços:</u> minerais opacos; agregados/concreções ferruginosas; agregados argilosos.	Quartzo (98 %). <u>Traços:</u> feldspatos; epidotos; biotita; zircão; agregados argilosos; agregados/concreções ferruginosas.
BA	24–46	-		Quartzo (98 %). <u>Traços:</u> feldspatos; minerais opacos; agregados/concreções ferruginosas.	Quartzo (99 %). <u>Traços:</u> biotita; minerais opacos; agregados argilosos.
Bt ₁	46–88	Quartzo (97 %); fragmentos de rochas (2 %); <u>Traços:</u> feldspatos; agregados/concreções ferruginosas.		Quartzo (97 %). <u>Traços:</u> feldspatos; biotita; minerais opacos; agregados/concreções ferruginosas; agregados argilosos.	Quartzo (98 %). minerais opacos (1 %). <u>Traços:</u> feldspatos; biotita; clorita; zircão; epidotos; agregados argilo-ferruginosos.
Bt ₂	88–113	Quartzo (96 %); fragmentos de rochas (4 %).		Quartzo (99 %). <u>Traços:</u> feldspatos; biotita; minerais opacos; agregados argilosos.	Quartzo (97 %). <u>Traços:</u> biotita; minerais opacos; zircão; epidotos; agregados argilo-ferruginosos; agregados argilosos.
BC	113–150	Quartzo (98 %); fragmentos de rochas (2 %). <u>Traços:</u> agregados/concreções ferruginosas.		Quartzo (95 %) e minerais opacos (2 %). <u>Traços:</u> feldspatos; biotita; fragmentos de rochas; agregados/concreções ferruginosas; agregados argilosos.	Quartzo (95 %); biotita (2 %). minerais opacos (2 %). <u>Traços:</u> zircão; agregados argilo-ferruginosos.
C/B	150–202	-		Quartzo (99 %). <u>Traços:</u> feldspatos; biotita; fragmentos de rochas; minerais opacos; agregados/concreções ferruginosas; agregados argilosos.	Quartzo (96 %). <u>Traços:</u> feldspatos; biotita; zircão; epidotos; minerais opacos; agregados argilosos
C	202 ⁺	-		Quartzo (98 %). <u>Traços:</u> feldspatos; biotita; fragmentos de rochas; minerais opacos; agregados/concreções ferruginosas; agregados argilosos.	Quartzo (97 %); biotita (2 %). <u>Traços:</u> zircão; epidotos; minerais opacos; agregados argilosos.

quantidade de óxido de Fe no agregado). Os minerais opacos podem apresentar pontualmente sinais de oxidação, observados pela formação de uma crosta de alteração de cor marrom-avermelhada e aspecto semelhante ao dos agregados/concreções ferruginosas.

A fração areia fina é constituída por quartzo, minerais opacos, feldspatos, biotita, clorita, agregados/concreções ferruginosas, agregados argilosos, zircão e epidotos (Quadro 3). O quartzo, com características semelhantes às descritas na fração areia grossa, é o

mineral mais abundante (96 a 99 %). A biotita e os minerais opacos (inclusive a magnetita) chegam a constituir 2 % da amostra e evidenciam características semelhantes àquelas da fração areia grossa. A clorita ocorre em agregados de escamas minúsculas, de cor verde-escura e brilho nacarado. O zircão foi identificado sob lupa binocular através de seu hábito prismático bipiramidal, cor castanho-clara e brilho adamantino. Os epidotos foram identificados, principalmente, pela cor verde-amarelada característica, brilho vítreo e hábito prismático a granular.

Jacomine et al. (1973) descreveram mineralogia semelhante nas frações areia grossa e fina em Argissolos situados na Zona da Mata e relataram que estes são altamente intemperizados e, praticamente, desprovidos de reserva mineral para liberar nutrientes para as plantas.

Frações Finais

Os difratogramas de K 25 °C das frações silte de todos os horizontes do Argissolo estudado (Figura 1a) mostraram minerais do grupo de micas (biotita, clorita e sericita), feldspatos, caulinita e quartzo. O reflexo de 1,4 nm, observado nos horizontes BC, C/B e C, sugere a presença de clorita, uma vez que não respondeu aos demais tratamentos (Eslinger & Pevear, 1988) (Figura 2).

Observou-se na fração silte (Figura 1a) tendência de aumento da intensidade dos reflexos da mica e da caulinita com a profundidade do perfil. O aumento da mica pode ser explicado pela maior proximidade da rocha matriz e pelo consequente aumento das porcentagens de biotita e, ou, de minerais secundários, como a clorita, proveniente da alteração da biotita, ou a sericita, produto da alteração dos feldspatos, como observado na descrição petrográfica da rocha matriz. A caulinita, nesta fração granulométrica, ocorre como agregada de materiais do tamanho da fração argila, que podem ser explicados, de acordo com Soares et al. (2005), pela sua ineficiente dispersão; pela presença de flóculos de caulinita (pseudomorfos de micas) desenvolvidos diretamente sobre feldspatos e biotita; ou pela presença de agregados floculares, produzidos pela cimentação e pelo recobrimento de materiais do tamanho da argila por sesquióxidos de Fe. O relativo aumento da caulinita em profundidade indica que ela deve estar associada ao pseudomorfismo e também que há agregados argilosos nas frações grossas. Os reflexos agudos e simétricos do quartzo e dos feldspatos sugerem que estão bem cristalizados (Almeida et al., 1997). As diferentes posições dos reflexos dos feldspatos (0,31–0,32 nm, 0,37–0,39 nm e 0,62–0,67 nm), observadas em todos os horizontes, na fração silte são indícios de que existe mais de um tipo de feldspato (plagioclásios e K-feldspatos) (Cerri, 1979), o que é corroborado pela descrição mineralógica da fração areia grossa e pela análise petrográfica da rocha matriz.

A fração argila em todos os horizontes é constituída por ilita, caulinita, feldspatos e quartzo (Figura 1b). Interestratificados (possivelmente clorita/esmectita ou clorita/vermiculita) são observados nos horizontes BA, BC e C pelo reflexo de 1,4 nm no tratamento com K 25 °C, que não expande no tratamento Mg 25 °C e colapsa para 1,25 nm no tratamento com K 550 °C (Eslinger & Pevear, 1988) (Figura 3). Nos

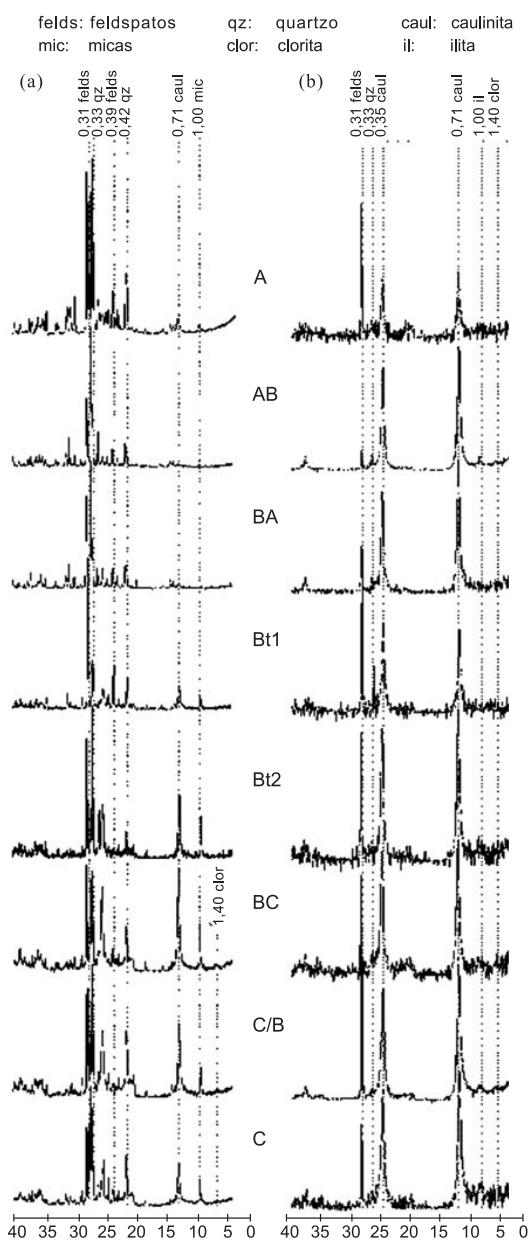


Figura 1. Difratogramas de raios X de K 25°C de todos os horizontes do Argissolo Vermelho-Amarelo: (a) fração silte e (b) fração argila.

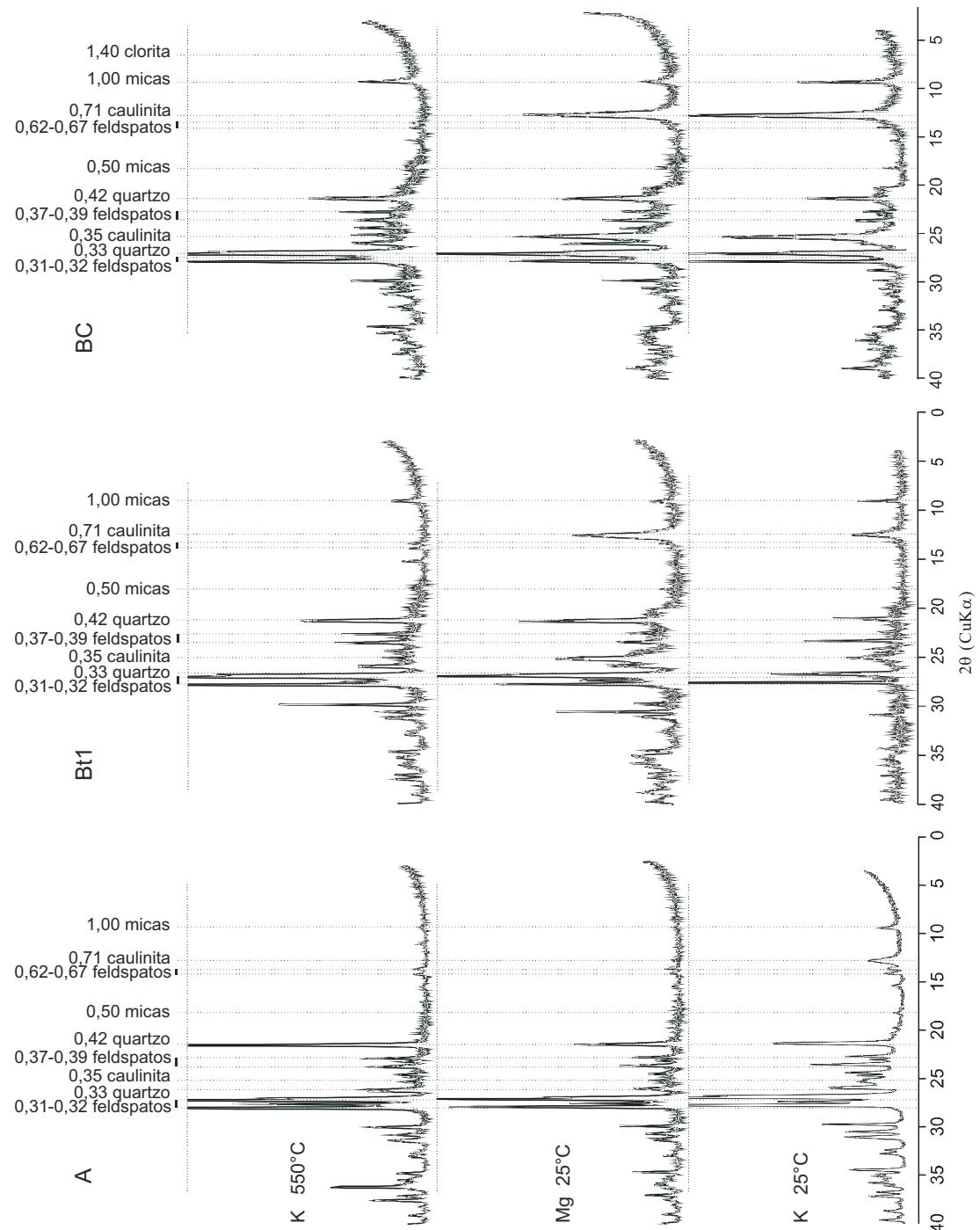


Figura 2. Difratogramas de raios X dos três tratamentos utilizados da fração silte do Argissolo Vermelho-Amarelo (horizontes A, Bt1 e BC).

difratogramas da fração argila, percebeu-se que feldspato somente é observado na região 0,31–0,32 nm, sugerindo maior resistência destes ao intemperismo.

O desaparecimento dos outros tipos de feldspatos vem corroborar a explicação de que a caillinita é proveniente desse pseudomorfismo dos mesmos.

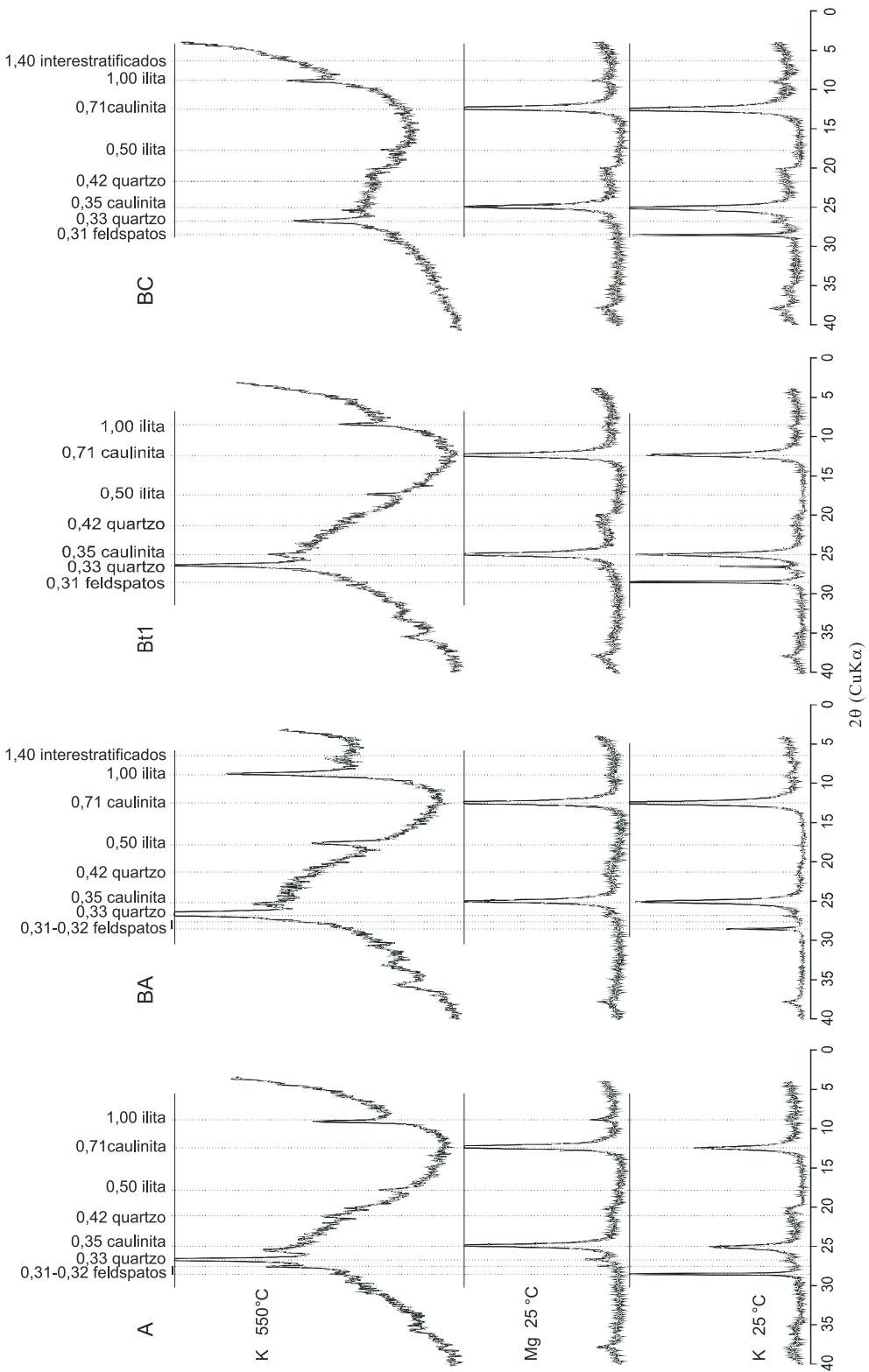


Figura 3. Difratogramas de raios X dos três tratamentos utilizados da fração argila do Argissolo Vermelho-Amarelo (horizontes A, BA, Bt1 e BC).

Rocha matriz

O estudo petrográfico revelou que rocha matriz (Figura 4) do Argissolo estudado é um biotita gnaisse, de textura granolepidoblástica, com foliação incipiente dada pela orientação preferencial de biotitas e feldspatos. A constituição mineralógica é dada por 48 % de plagioclásio e pertita (lamelas de plagioclásio sódico exsolvidas dentro de feldspatos potássicos), 25 % de quartzo, 15 % de biotita, 10 % de microclina, além de epidotos (epidoto e alanita), zircão e minerais opacos, que ocorrem como acessórios. O plagioclásio ocorre em cristais anédricos, de 0,5 a 1,8 mm de comprimento, com geminação polissintética pouco evidente, bastante fraturados, mostrando forte sericitização (Figura 4a); a pertita, em cristais anédricos de até 1 mm de comprimento; o quartzo, em cristais anédricos de até 0,6 mm de diâmetro, formando vénulas de cristais recristalizados por entre os grãos de feldspatos, ou em cristais submilimétricos mostrando contatos suturados (Figura 4a, b, c e d). Observa-se que há intercrescimento micrográfico (intercrescimento do quartzo com o plagioclásio). A microclina apresenta-se em cristais anédricos, submilimétrico a 0,75 mm de comprimento, com geminação cruzada (Figura 4c). A biotita apresenta-se em lamelas que variam de submilimétricas a 0,8 mm de comprimento, de cor marrom, mostrando extinção reta e textura picotada; mostra feições de desestabilização e recristalização em lamelas de granulometria muito fina (Figura 4b, c e d). O epidoto ocorre em cristais anédricos e em cristais prismáticos subédricos, de diâmetro variando de submilimétrico a 0,4 mm, enquanto a alanita ocorre em cristais subédricos, submilimétricos a 1 mm de comprimento, com colorações variando do marrom-escuro a preto, bordejados pela cristalização de epidoto (Figura 4c). O zircão ocorre em cristais submilimétricos (< 0,01 mm) subédricos e euédricos, que desenvolvem halos pleocróicos quando inclusos na biotita (Figura 4e).

Diante dos dados mineralógicos expostos, são sugeridas as possíveis reações de alteração dos minerais primários: (1) A biotita é observada na rocha matriz (Figura 4b, c e d), nas frações granulométricas areia grossa e areia fina (Quadro 3), e nos difratogramas de raios X das frações silte e argila, onde está descrita como mica (Figuras 1, 2 e 3).

A biotita com sinais de alteração (brilho resinoso e cor marrom-esverdeada) nas frações areia grossa e areia fina, associada à clorita nas frações silte e argila (Figuras 1, 2 e 3), é indício de que a biotita deve estar se alterando para clorita, uma vez que a clorita primária não ocorre na rocha matriz. Segundo Le Pera et al. (2001), a alteração da biotita para clorita é acompanhada pela precipitação de óxido de Fe ao longo dos planos de clivagem.

A clorita, por sua vez, pode estar se alterando para formar minerais interestratificados clorita/esmectita ou clorita/vermiculita, como sugerido pela ocorrência de interestratificado na fração argila (Figura 3).

Evolução mineralógica semelhante, na qual biotita sofre alteração para clorita e esta para vermiculita ou esmectita, é reportada por Barnhisel (1977) e por Cerri (1979).

(2) Os feldspatos (plagioclásios, pertita e microclina) são observados na rocha matriz e em todas as frações granulométricas do solo (Figura 4a e c; Quadro 3; e Figuras 1, 2 e 3). Na rocha matriz verifica-se forte sericitização em alguns cristais de plagioclásio. Nas frações areia grossa e areia fina, os grãos de feldspatos mostram sinais de alteração definidos pela perda da cor e do brilho característicos. Esses fatos, somados à presença de micas e caulinita nas frações silte e argila em todos os horizontes e à ausência, nas frações argila, de reflexos de feldspatos nas regiões 0,37 a 0,39 nm e 0,62 a 0,67 nm, presentes nas frações silte, são sugestivos para o esquema de evolução intempérica dos feldspatos, onde estes se alteram para sericita e caulinita. Esquema igual é proposto por Cerri (1979), que descreve também a passagem direta de feldspatos para caulinita.

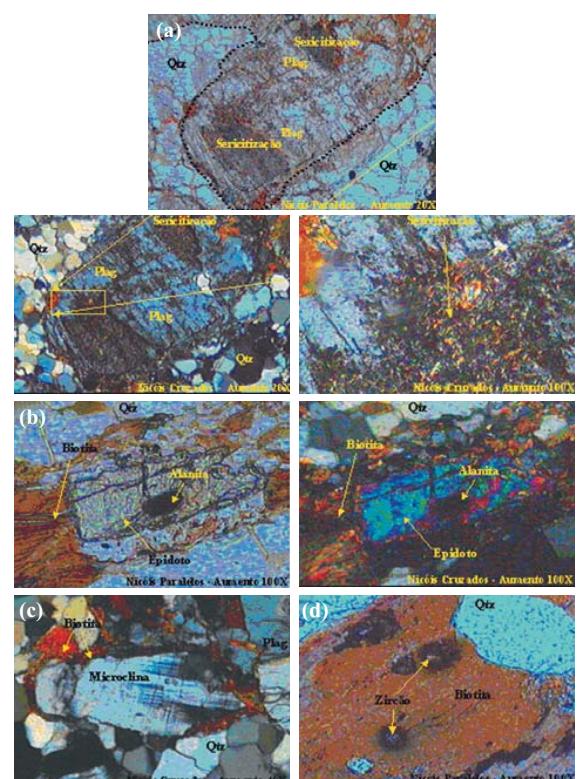


Figura 4. Fotomicrografias do material de origem:

(a) processo de sericitização dos feldspatos plagioclásicos; (b) cristal de epidoto com núcleo alanítico e cristais de biotita; (c) aspecto geral da rocha matriz, constituída por plagioclásio (Plag), microclina, quartzo (Qtz) e biotita; (d) cristal de biotita com inclusões de zircão, mostrando halos pleocróicos (Op – minerais opacos).

(3) Os minerais opacos são observados na rocha matriz (Figura 4d) e nas frações granulométricas areia grossa e areia fina (Quadro 3), onde apresentam sinais de alteração definidos pela perda do brilho metálico característico e aparecimento pontual de uma crosta de alteração de óxido de Fe. Em virtude do pré-tratamento para desferrificação das amostras e confecção das lâminas a serem analisadas no difratômetro de raios X, esses minerais não foram observados nas frações silte e argila.

A evolução mineralógica para os minerais opacos é a mesma sugerida por Schwertmann & Taylor (1977) e Teixeira et al. (2001), que propõem a transformação destes em hidróxidos de Fe (como a goethita) ou em óxido de Fe (hematita).

A presença de agregados/concreções ferruginosas, cujas propriedades físicas são indicativas de goethita, e de grãos de quartzo parcialmente recobertos por uma película de alteração de cor marrom-avermelhada (oxidação do Fe) sugere processos intempéricos e, ou, pedogenéticos de dissolução e precipitação deste composto. Segundo Dixon et al. (1977), óxidos e hidróxidos de Fe são comuns no solo devido à baixa solubilidade do Fe férrico em condições normais de pH do solo e à pequena demanda de Fe na constituição dos argilominerais e, ou, na complexação pela matéria orgânica. Além disso, a cor vermelho-amarela do Argissolo estudado sugere que o hidróxido de Fe tenha sofrido desidratação, sendo transformado em hematita secundária, uma vez que a cor vermelha dos solos, em geral, está associada a este mineral (Oliveira et al., 1992).

O quartzo, por ser altamente estável e resistente ao intemperismo químico, devido à sua composição química e ao arranjo tridimensional de ligações fortes Si-O-Si (Klein & Hurlbut Jr., 1999), não apresenta sinais de alteração. Segundo Dixon (1977), sua solubilidade pode ser freada ou mesmo impedida, devido à proteção fornecida por películas ferruginosas que se desenvolvem em torno dos cristais, o que foi observado nas frações areia grossa e areia fina, ou ainda pelo fato de as soluções de alteração apresentarem, quase sempre, teores de sílica dissolvida superiores ao limite de solubilidade do quartzo. A morfologia dos grãos de quartzo das frações grossas do solo estudado, variando de angulosa a muito angulosa, sugere a ausência de transporte, ou seja, que o solo foi formado *in situ*.

A notável ocorrência de minerais acessórios na fração areia fina, com dimensões submilimétricas especialmente epidotos, zircão e alanita, deve-se ao fato de também ocorrerem como inclusões em outros minerais primários, sendo somente "liberados" a partir da diminuição das partículas, e ainda por serem minerais de difícil alteração química.

A pequena quantidade de minerais alteráveis, como feldspatos e biotita, seja como grãos individuais, seja como constituintes dos fragmentos de rochas no Argissolo estudado, sugere uma pequena reserva

potencial mineral de nutrientes para as plantas, em especial de Ca e K (feldspatos) e Mg (biotita).

CONCLUSÕES

1. A presença de grãos de quartzo angulosos a muito angulosos nas frações grossas do Argissolo estudado, associada à pequena variação na sua granulometria (exceto nos horizontes Bt), indica pouca ou nenhuma participação de materiais transportados na sua formação. Este fato, associado à composição mineralógica dos fragmentos de rocha e aos minerais primários do solo, de mineralogia compatível com a da rocha matriz, indica que o Argissolo tem origem predominantemente autóctone.

2. A ocorrência de alguns minerais acessórios (epidotos, zircão e alanita) na fração areia fina é decorrente do fato de esses minerais ocorrerem como inclusões em outros minerais primários, sendo somente "liberados" e individualizados a partir da diminuição das partículas, de serem minerais pouco suscetíveis à alteração intempérica, e de terem tamanho submilimétrico.

3. A pequena quantidade de minerais alteráveis (feldspatos e biotita) observada nas frações estudadas indica pequena reserva potencial mineral de nutrientes para as plantas.

LITERATURA CITADA

- ALMEIDA, J.A.; KAMPF, N. & ALMEIDA, R. Caracterização mineralógica de Cambissolos originados de rochas pelíticas nos patamares do Alto Rio Itajaí e no Planalto de Lajes (SC). R. Bras. Ci. Solo, 21:181-190, 1997.
- BARNHISEL, R.I. Chlorites and hydroxy interlayered vermiculite and smectite. In: DIXON, J.B., ed. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1977. 1244p.
- CERRI, C.C. Alteração e pedogênese em áreas graníticas situadas sob diferentes condições bioclimáticas encontradas no Brasil. São Paulo, Universidade de São Paulo, 1979. 241p. (Tese de Doutorado)
- DIXON, J.B. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1977. 1244p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Manual de métodos de análise de solos. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2.ed. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2006. 306p.

- ESLINGER, E. & PEVEAR, D. Clay minerals for petroleum, geologists and engineers. New York, Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists, 1988.
- FITZPATRICK, E.A. The micromorphology of soil. Aberdeen, University of Aberdeen, 1984. 433p.
- GOLDICH, S.S. A study of rock weathering. *J. Geol.*, 46:17-58, 1938.
- GOMES, H.A. Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. 198p.
- GRIM, R.E. Clay mineralogy. 2.ed. New York, McGraw-Hill, 1968. 596p.
- JACKSON, M.L. Soil chemical analysis: Advanced course. 29.ed. Madison, 1975. 895p.
- JACOMINE, P.K.T.; CAVALCANTI, A.C.; RODRIGUES E SILVA, F.B.; MONTENEGRO, J.O.; FORMIGA, R.A.; BURGOS, N. & MELO FILHO, A.F.R. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. Recife, Ministério da Agricultura/SUDENE, 1973. v.1. 359p. (Boletim Técnico 26; Série Pedologia, 14)
- JENNY, H. Factors of soil formation. New York, McGraw - Hill, 1941. 281p.
- JONGERIUS, A. & HEINTZBERGER, G. The preparation of mammoth-sized thin sections. Wageningen, Soil Survey Institute, 1963. p.3-37. (Soil Survey Paper, 1)
- KÄMPF, N. & CURI, N. Argilominerais em solos brasileiros. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPEZ, A.S. & ALVAREZ V., V.H., eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. v.3. p.1-54.
- KLEIN, C. & HURLBUT Jr., C.S. Manual of mineralogy. 21.ed. New York, John Wiley & Sons, 1999. 681p.
- LACERDA, M.P.C. Correlação geo-pedológica em solos B texturais na região de Lavras, MG. Lavras, Universidade Federal de Lavras, 1999. 257p.
- Le PERA, E.; CRISTELLI, S. & SORRISO-VALVO, M. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. *Catena*, 42:1-15, 2001.
- LEINZ, V. & CAMPOS, J.E.S. Guia para determinação de minerais. 8.ed. São Paulo, Nacional, 1979. 149p.
- LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. Manual de descrição e coleta de solo 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.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals. Oxford, Oxford University Press, 1989. 332p.
- MURPHY, C.P. Thin section preparation of soils and sediments. Berkhamsterd, Academic Publishers, 1986. 145p.
- OLIVEIRA, J.B.; JACOMINE, P.K.T. & CAMARGO, M.N. Classes gerais de solos do Brasil. 2.ed. Jaboticabal, FUNEP, 1992. 201p.
- POWERS, M.C. Comparison chart for visual estimation of roundness. *J. Sedim. Petrol.*, 23:117-119, 1953.
- RIBEIRO, M.R.; JACOMINE, P.K.T. & LIMA, J. Caracterização de solos de referência do Estado de Pernambuco. Recife, Universidade Federal de Pernambuco, 1999. 104p. (Relatório)
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1977. 1244p.
- SOARES, M.R.; ALLEONI, L.R.F.; VIDAL-TORRADO, P. & COOPER, M. Mineralogy and ion exchange properties of the particle size fractions of some Brazilian soils in tropical humid areas. *Geoderma*, 125:355-367, 2005.
- SUMNER, M.E. Handbook of soil science. Boca Raton, CRC Press, 2000. 2313p.
- TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R. & TAIOLI, F. Decifrando a terra. São Paulo, Oficina de Textos, 2001. 568p.
- TERRY, R.D. & CHILINGAR, G.V. Comparison charts for visual estimation of percentage composition. *J. Sedim. Petrol.*, 25:229-234, 1955.
- WHITTIG, L.D. & ALLARDICE, W.R. X-ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition. In: BLACK, C.A., ed. Methods of soil analysis.. 4.ed. Madison, American Society of Agronomy, 1976. Part 1. p.671-698.