

ILDEU AFONSO DE CARVALHO JÚNIOR

**INFLUÊNCIA DA MINERALOGIA E DA MATÉRIA ORGÂNICA NA
AGREGAÇÃO, COR E RADIOMETRIA DE SOLOS ALTAMENTE
INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de "*Doctor Scientiae*".

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL

2000

A Deus, razão de nossas vidas

Às minhas delícias da vida Ana Cláudia e Luana

A meus pais, irmãos e tia

Ao povo do Brasil

AGRADECIMENTO

Ao povo brasileiro, que através do CNPq, FAPEMIG e da Universidade Federal de Viçosa financiaram este meu curso de doutorado.

Ao carinho e compreensão dados pelas mulheres que continuam sendo as delícias de minha vida, Ana Cláudia e Luana.

Aos meus pais, Ildeu e Rosângela, meus irmãos, Iury, Juliana e Ivana, minha tia Rosalina e a Ana Paula, e meu avô Helton, pela educação, força e apoio tão característicos de uma família.

Ao Professor Maurício que ultrapassou os deveres de um orientador e como um grande amigo, depositou confiança, foi compreensivo e soube, mais do que ninguém, dar força e apoio para a conclusão deste curso.

Ao Professor João Ker pela amizade e grande apoio nas várias etapas do trabalho, no início do curso pelo estímulo ao conhecimento da classificação, na coleta dos solos, e na conclusão da tese, com importantes sugestões.

Ao Professor Luiz Fontes pela amizade, disposição e agilidade em buscar soluções para os problemas que eventualmente apareceram no decorrer do mestrado e doutorado. Ao professor Ivo, pela amizade e conversas agradáveis. Aos outros professores do departamento, pelos bons exemplos, pelos ensinamentos e pela agradável convivência.

Ao Professor Vander e ao Pesquisador Derli pela contribuição ao trabalho.

Ao funcionário José Francisco, pelo grande apoio nas análises da tese, pela saudável convivência e amizade. Aos outros funcionários que colaboram e se dedicam ao bom andamento do Departamento de Solos, em especial ao Cláudio, Carlos, Sônia, Simone e Tânia.

Ao Departamento de Solos e à Universidade Federal de Viçosa, num propósito de despedida, agradeço pelos ensinamentos e oportunidades que tão útil serão nessa nova fase de minha vida e que ficarão eternamente marcados em minha memória.

Aos colegas e amigos de curso, em especial ao Paulo Gabriel, um grande amigo. Aos antigos e sempre amigos Carmem, Chico Pinheiro, Paraná, Janela, Walder, Josias e Raphael, que tornaram essa passagem por Viçosa mais feliz e agradável.

BIOGRAFIA

ILDEU AFONSO DE CARVALHO JÚNIOR, filho de Ildeu Afonso de Carvalho e Rosângela Oliveira Lima, nasceu no dia 11 de julho de 1969, na cidade de Belo Horizonte, Estado de Minas Gerais.

Cursou o 1º e 2º graus em Uberlândia - MG. Em 1987 ingressou no curso de Agronomia, na Universidade Federal de Viçosa. Graduou-se em abril de 1992.

Iniciou o Curso de Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas em maio de 1992, na mesma Universidade, concluindo o curso em maio de 1995.

Em março de 1996, iniciou o Curso de Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas na Universidade Federal de Viçosa.

CONTEÚDO

	Página
RESUMO.....	x
ABSTRACT.....	xii
INTRODUÇÃO.....	01
1- CARACTERIZAÇÃO GERAL DE ALGUNS SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS	05
RESUMO.....	05
SUMMARY.....	07
1. INTRODUÇÃO.....	09
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	14
2.1. Localização, coleta e preparação das amostras de solos.....	14
2.2. Caracterização física dos solos.....	16
2.3. Caracterização química dos solos.....	18
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	20
3.1. Atributos físicos e morfológicos dos solos.....	20
3.2. Atributos químicos dos solos.....	25
3.3. Considerações gerais.....	30
4. CONCLUSÕES.....	33

5. LITERATURA CITADA.....	35
2- ATRIBUTOS MINERALÓGICOS, CAPACIDADE MÁXIMA DE ADSORÇÃO DE FÓSFORO, PONTO DE CARGA ZERO E A MATÉRIA ORGÂNICA DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DE MINAS GERAIS.....	40
RESUMO.....	40
SUMMARY.....	42
1. INTRODUÇÃO.....	44
1.1. Mineralogia.....	44
1.1.1. Caulinita.....	45
1.1.2. Gibbsita.....	45
1.1.3. Óxidos de ferro.....	46
1.2. Adsorção de fosfato.....	47
1.3. Matéria orgânica.....	48
1.4. Ponto de carga zero por efeito salino.....	50
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	52
2.1. Remoção da matéria orgânica e separação das frações.....	52
2.2. Análises químicas.....	53
2.2.1. Determinação de Fe e Al extraídos por citrato ditionito.....	53
2.2.2. Determinação de Fe e Al extraídos por oxalato de amônio.....	53
2.2.3. Cálculo da substituição isomórfica de Fe por Al.....	54
2.2.4. Determinação de Fe e Al extraídos por pirofosfato de sódio.....	54
2.2.5. Ataque sulfúrico.....	54
2.2.6. Capacidade máxima de adsorção de fosfato.....	55
2.3. Análises mineralógicas.....	55
2.3.1. Difratometria de Raios-X.....	55
2.3.2. Alocação de minerais.....	56
2.4. Caracterização da matéria orgânica.....	56
2.4.1. Matéria orgânica leve.....	56
2.4.2. Carbono solúvel em água.....	56

2.4.3. Carbono orgânico total.....	57
2.4.4. Fracionamento da matéria orgânica.....	57
2.4.5. Carbono lábil.....	58
2.4.6. Fator de labilidade.....	58
2.5. Análises estatísticas.....	59
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60
3.1. Características mineralógicas.....	60
3.1.1. Fe extraído por ditionito e por oxalato.....	60
3.1.2. Al extraído por ditionito e por oxalato.....	65
3.1.3. Fe e Al extraídos por pirofosfato.....	67
3.1.4. Ataque sulfúrico e relações Ki, Kr.....	67
3.1.4.1. Mineralogia por alocação usando dados do ataque sulfúrico.....	71
3.1.5. Mineralogia por difração de Raios-X.....	73
3.2. Adsorção de fósforo.....	78
3.3. Matéria orgânica do solo.....	81
3.3.1. Características gerais.....	81
3.3.2. Labilidade e solubilidade do carbono.....	86
3.4. Interação entre os componentes minerais e os orgânicos dos solos.....	88
3.5. Ponto de carga zero por efeito salino.....	94
4. CONCLUSÕES.....	98
5. LITERATURA CITADA.....	101
3- INFLUÊNCIA DA MINERALOGIA E DA MATÉRIA ORGÂNICA NA AGREGAÇÃO DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS.....	110
RESUMO.....	110
SUMMARY.....	112
1. INTRODUÇÃO.....	114
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	124
2.1. Análise dos agregados.....	124
2.2. Argila dispersa em água.....	125

2.3. Determinação de ferro e alumínio extraídos por ditionito-citrato.....	125
2.4. Determinação de ferro e alumínio extraídos por oxalato de amônio...	126
2.5. Determinação de ferro e alumínio extraídos por pirofosfato de sódio.	126
2.6. Carbono orgânico total.....	126
2.7. Fracionamento da fração húmica.....	127
2.8. Análises estatísticas.....	128
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	129
4. CONCLUSÕES.....	141
5. LITERATURA CITADA.....	144
4- ATRIBUTOS DA COR E RADIOMÉTRIA DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS.....	149
RESUMO.....	149
SUMMARY.....	151
1. INTRODUÇÃO.....	153
1.1. Cor.....	153
1.2. Radiometria.....	155
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	158
2.1. Índice de cores.....	158
2.2. Caracterização espectral.....	159
2.3. Análises estatísticas.....	159
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	161
3.1. Características da cor dos solos estudados.....	161
3.2. Características radiométricas dos solos estudados.....	168
4. CONCLUSÕES.....	178
5. LITERATURA CITADA.....	181

RESUMO

CARVALHO JÚNIOR, Ildeu Afonso de, D.S., Universidade Federal de Viçosa, setembro de 2000. **Influência da Mineralogia e da Matéria Orgânica na Agregação, Cor e Radiometria de Solos Altamente Intemperizados do Estado de Minas Gerais.** Orientador: Maurício Paulo Ferreira Fontes. Conselheiros: João Carlos Ker e Carlos Ernesto R. Schaefer.

Este trabalho teve como objetivo geral ampliar o nível de conhecimento pedológico básico sobre as principais classes de solos altamente intemperizados que ocorrem no Estado de Minas Gerais. Os objetivos específicos foram: a) caracterizar química, física e mineralogicamente essas classes de solos, além de caracterizar sua matéria orgânica; b) relacionar a mineralogia e a matéria orgânica desses solos com os fenômenos de adsorção de fosfatos, agregação e ponto de carga zero; e c) determinar os efeitos da mineralogia e da matéria orgânica sobre a cor e sobre as curvas espectrais dos solos selecionados. Para tanto, foram selecionados e parcialmente descritos, doze Latossolos e um Plintossolo. A argila dispersa em água foi afetada pela mineralogia e matéria orgânica dos solos. A densidade do solo foi afetada pela matéria orgânica e textura. Nos solos que sofreram restrição de drenagem houve uma diminuição da porosidade total e da retenção de umidade. A retenção de água foi menor nos

Latossolos Roxos e Ferrífero. A maioria dos solos apresentou pH ácido, baixos teores de bases trocáveis, alta saturação de alumínio, baixos teores de fósforo disponível e de fósforo remanescente, com exceção do LE, originado de calcário e dos Latossolos Roxos. A matéria orgânica foi o componente que mais contribuiu com as cargas negativas e com o abaixamento do PCZES. A gênese destes solos se caracterizou por uma alta taxa de intemperismo sendo que aspectos típicos de cada classe foram determinados pelo material de origem, clima e localização do lençol freático. O material de origem influenciou a presença da caulinita e foi responsável por variações nos teores de óxidos de ferro e alumínio, enquanto que o ambiente de formação induziu a substituição isomórfica do Fe pelo Al. Com relação à adsorção de fosfato, a gibbsita exerceu importante influência sobre a capacidade máxima de adsorção de fosfatos dos solos. A matéria orgânica e a gibbsita afetaram a formação dos óxidos de ferro. As formas mais lábeis, e as humificadas e menos reativas da matéria orgânica, tenderam a aumentar o PCZES, enquanto as outras mais reativas e solúveis tenderam a diminuir o PCZES do solo. Os solos mais oxídicos apresentaram o PCZES maior que os cauliníticos. A agregação foi afetada, principalmente, pelos óxidos de alumínio e pelas frações húmicas. A argila dispersa em água foi afetada por características químicas, físicas, mineralógicas e orgânicas dos solos. Os parâmetros de cor foram influenciados, principalmente, pela hematita, sendo que a mesma, em teores muito elevados, apresentou efeito de saturação sobre os parâmetros, além também de atenuar o efeito da goethita. A curva espectral dos solos foi influenciada pela matéria orgânica e pelos minerais da argila, principalmente a gibbsita e os óxidos de ferro, principalmente, a hematita. Os solos foram divididos em três grupos com comportamento espectral distinto. A principal característica que os diferenciou foi o tipo e a quantidade do óxido de ferro presente.

ABSTRACT

CARVALHO JÚNIOR, Ildeu Afonso de, D.S., Universidade Federal de Viçosa, september of 2000. **Influence of the mineralogy and of the organic matter in the aggregation, color and radiometers of highly weathered soils of Minas Gerais State.** Adviser: Maurício Paulo Ferreira Fontes. Committee Members: João Carlos Ker e Carlos Ernesto R. Schaefer.

This work had the general order of increasing the level of pedological knowledge basic on the principal classes of highly weathered soils of Minas Gerais State. The specific orders were: a) to characterize chemically, physically and mineralogically these classes of soils, besides characterizing their organic matter; b) to relate the mineralogy and the organic matter of these soils to the phenomena of phosphate adsorption, aggregation and zero point of charge; and c) to determine the effects of the mineralogy and of the organic matter on the color and on the reflectance spectral curves of the selected soils. For this, twelve profiles of Latosols and one of Plintosol have been selected and partially described. The water dispersible clay was affected by the mineralogy and the organic matter of these soils. Soil density was affected by the organic matter and texture. In the soils that underwent drainage restriction there was a decrease in total porosity and water retention. Water retention was smaller in the Dusky Red

and Ferriferous Latosols. Most of the soils studied presented acid pH, low contents of exchangeable bases, high aluminum saturation, low contents of available phosphorus and of remnant phosphorus, except for Dark Red Latosol originated from calcareous material and the Dusky Red Latosols. Organic matter was the most contributing component to the negative charges and to the lowering of the PCZES. The genesis of these soils was characterized by a high weathering rate and typical aspects of each class were determined by the parent material, by the climate and elevated water table. The parent material influenced the presence of the kaolinite and was responsible for variations in iron and aluminum oxides contents, while the environment of formation induced the isomorphic substitution of Fe by Al. Concerning phosphate adsorption, gibbsite exerted influence on the maximum phosphate adsorption capacity. The organic matter and the gibbsite affected the iron oxides formation. The most labile and the least reactive forms tended to increase, while the most reactive and soluble forms tended to decrease soil ZPCSE. More oxidic soils presented greater PCEZ than the kaolinitic ones. The aggregation was affected, mainly by aluminium oxides and by humic fractions. The water dispersible clay was affected by chemical, physical, mineralogy and organic characteristics of the soils. The color parameters were influenced, mainly, by hematite, which, in high contents, provoked saturation of these parameters, besides attenuating the effect of the goethite. The spectral curves of the soils were affected by organic matter and by clay minerals, mainly the gibbsite and the iron oxides, mainly the hematite. The soils were divided into three groups, with distinct spectrals behaviors. The principal characteristic that distinguished them was the type and the quantity of the iron oxides present.

INTRODUÇÃO

Solos altamente intemperizados, como os Latossolos, são predominantes no território brasileiro, e de grande relevância no Estado de Minas Gerais. Eles ocupam extensas áreas cultivadas e são ainda importantes como fronteira agrícola, com um papel de destaque na solução dos problemas relacionados à produção de alimentos e à proteção ao meio ambiente. Os Latossolos são considerados solos típicos de regiões tropicais de clima quente e úmido. Nessas condições, o intemperismo é intenso, propiciando a formação de solos com características bem específicas e que definem uma classe, que se destaca como a mais importante e estudada do sistema brasileiro de classificação de solos.

Outro aspecto a ser mencionado é que estão presentes no Estado a maioria das classes de Latossolos, podendo-se considerar Minas Gerais como uma representação do Brasil. Desde as classes mais comuns, como os Latossolos Vermelho, Vermelho-Amarelo e Amarelo, às classes mais restritas, como o Latossolo Bruno.

O forte intemperismo sofrido por estes solos lhes confere características como: baixa relação sílica/óxidos (Ki e Kr) nas argilas, baixa CTC, argila de baixa atividade, baixo conteúdo de minerais primários facilmente intemperizáveis, baixo gradiente textural, baixo conteúdo de silte em relação à argila, horizonte B com grande espessura, estrutura granular e em bloco,

transições graduais e difusas entre horizontes, ausência ou ocorrência pouco expressiva de argila dispersa em água, baixa saturação de bases, alta fixação de fósforo e baixo alumínio trocável.

A mineralogia das argilas dos solos altamente intemperizados, dentre eles os Latossolos, consiste basicamente de caulinita, gibbsita, goethita e hematita, variando as proporções de acordo com as condições particulares de formação. Além destes minerais, anatásio, vermiculita com hidroxí entrecamadas, minerais micáceos e maghemita também podem fazer parte da fração argila dos Latossolos. As condições de intenso intemperismo e lixiviação com perda expressiva de sílica e bases são as grandes responsáveis pela mineralogia caulínica/oxídica de grande parte dos Latossolos e de outros solos altamente intemperizados.

A mineralogia é determinante na adsorção de fosfato em solos, sendo que, nos Latossolos, os óxidos de Fe e Al são os principais responsáveis por este fenômeno. Teores diferentes destes compostos, dão comportamento diferente quanto a adsorção de fosfato. Esta adsorção é creditada aos grupos OH, presentes nas superfícies destes minerais.

Os complexos formados entre a matéria orgânica e a fração mineral do solo, são importantes para ditar o comportamento desta e para definir as propriedades dos solos influenciadas pela fração orgânica. O estoque de carbono é, em grande parte, determinado pelo clima e tipo de solo, já que estes interferem nos processos de humificação e na taxa de renovação do carbono do solo. É bem estabelecido que a fração mineral, especificamente a fração argila, tem um importante papel na estabilização da matéria orgânica do solo. Porém ainda são poucos os trabalhos que contemplam a retenção de carbono pelas argilas predominantes em solos tropicais. Há indicações de que as superfícies oxídicas conduzem a maiores conteúdos de matéria orgânica, bem como maiores teores de materiais com grupos alifáticos e carboxílicos, em relação a outros minerais. Além disso, a matéria orgânica tem um papel importante sobre o balanço das cargas elétricas dos solos altamente intemperizados, já que a fração mineral destes solos possui baixa CTC.

O estudo das propriedades físico-químicas dos colóides minerais e orgânicos dos solos é de vital importância ao manejo e utilização adequada dos solos tropicais para propósitos agrícolas. As cargas elétricas das partículas coloidais é de fundamental importância para o entendimento de diversos fenômenos físicos-químicos que ocorrem nos solos, como a adsorção de ânions e a agregação. O PCZ é uma das mais importantes propriedades físico-químicas de solos altamente intemperizados, pois, estes solos são caracterizados pelos sistemas de cargas de superfície variáveis.

A agregação dos Latossolos está longe de ser uma questão resolvida. São vários os trabalhos que demonstram a participação dos óxidos de Fe na agregação dos solos, de formas distintas, ora influenciando, ora não tendo nenhuma relação com esta característica. O efeito da gibbsita e caulinita, também é mencionado como importante neste fenômeno, além da matéria orgânica. De qualquer forma, a agregação, como várias outras propriedades dos solos, é resultado de uma complexa combinação entre as frações mineral e orgânica, que por sua vez, é reflexo das condições de formação dos solos.

A cor é a característica do solo de mais fácil visualização sendo, por isso, seu atributo mais evidente. Tem uma grande importância na identificação e delimitação de horizontes e de solos, por refletir diferenças de constituição dos mesmos. Algumas classes do sistema brasileiro de classificação de solos são conceituadas, além de outros atributos, pela cor que aparecem em alguns de seus representantes como os Latossolos Vermelho, Vermelho-Amarelo, Amarelo e Bruno.

A cor está relacionada com características mineralógicas, físicas e químicas dos solos, possibilitando inferências sobre sua natureza, estado de constituintes e condicionamento em que está ou esteve sujeito. Condições de drenagem, tipos de óxidos de ferro, teor de matéria orgânica, por exemplo podem ser inferidos pela cor. A matéria orgânica e compostos de ferro são os principais agentes responsáveis pela cor dos solos, sendo que esses pigmentos atuam, em geral, num fundo de cor branca dado pelos minerais aluminossilicatados.

Os solos têm ampla ocorrência na superfície do globo e em geral contribuem significativamente para o sinal eletromagnético refletido pela maioria dos alvos naturais terrestres. O uso de sensores remotos tem se intensificado bastante, gerando uma grande quantidade de dados, surgindo assim uma possibilidade de obtenção de dados radiométricos para os solos, que podem auxiliar na avaliação das características dos constituintes dos solos. Muitas das propriedades dos solos podem ser estimadas pela intensidade da reflectância espectral, o que faz com que a busca de instrumentos de laboratório que determinem essa propriedade em amostras de solos seja uma alternativa a se investir.

Os principais parâmetros dos solos que influenciam a intensidade da reflectância são: teor de matéria orgânica, distribuição textural de partículas, teor e tipo de óxidos de ferro, minerais de argila silicatados e material de origem. Essas são características usadas como diagnósticas na classificação dos solos.

O objetivo geral deste trabalho foi o de ampliar o nível de conhecimento pedológico básico sobre as principais classes de solos altamente intemperizados que ocorrem no Estado de Minas Gerais. Para isso buscou-se os seguintes objetivos específicos:

- a) caracterizar química, física e mineralogicamente essas classes de solos, além de caracterizar sua matéria orgânica;
- b) relacionar a mineralogia e a matéria orgânica desses solos com os fenômenos de adsorção de fosfatos, ponto de carga zero e agregação;
- c) determinar os efeitos da mineralogia e da matéria orgânica sobre a cor e sobre as curvas espectrais dos solos selecionados.

1- CARACTERIZAÇÃO GERAL DE ALGUNS SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS

RESUMO - Para caracterizar física e quimicamente alguns solos altamente intemperizados do Estado de Minas Gerais, foram selecionados e parcialmente descritos doze perfis de Latossolos e um de Plintossolo. Coletaram-se amostras deformadas e não deformadas dos horizontes A e B, exceto do Latossolo Variação Una Húmico, onde também foi coletada amostra no horizonte A/B. As partículas de argila dos Latossolos Roxos e Ferrífero não foram completamente dispersas, formando pseudo siltes e pseudo areias. A argila dispersa em água foi maior nos horizontes superficiais, por apresentar maiores teores de carbono orgânico, contribuindo para um abaixamento do PCZES nestes horizontes. A densidade do solo foi maior nos horizontes superficiais. A fração areia contribuiu para o aumento e a fração argila para a diminuição da densidade do solo. A porosidade total apresentou o mesmo comportamento da densidade do solo, sendo que nos solos que sofreram restrição de drenagem houve uma diminuição da porosidade total. A retenção de água foi menor nos Latossolos Roxos e Ferrífero, pela presença de concreções e o capeamento de agregados, impedindo que a água penetrasse nos espaços intragregados. No Plintossolo a retenção de água foi menor pela baixa porosidade total apresentada por este perfil. A maioria dos solos estudados apresentou pH ácido, com exceção do LE originado de

calcário. O ΔpH dos solos foi negativo com exceção dos horizontes B dos LU e LUH. A matéria orgânica foi o componente que mais contribuiu com as cargas negativas e com o abaixamento do PCZES dos solos altamente intemperizados. Os solos estudados apresentaram baixos teores de bases trocáveis, sendo classificados como distróficos ou álicos, apresentando baixa CTC e alta saturação de alumínio. Exceções foram os Latossolos Roxos e o Latossolo Vermelho-Escuro originado de calcário, que puderam ser classificados como eutróficos. Os teores de fósforo disponível foram maiores nos Latossolos Roxos. O fósforo remanescente acompanhou os teores do fósforo disponível, sendo maior nos Latossolos Roxos por apresentarem os seus sítios de troca parcialmente ocupados e o Latossolo Ferrífero, por possuir poucos sítios de adsorção. Os outros solos apresentaram baixos teores de fósforo disponível e de fósforo remanescente, apresentando alta capacidade de retenção de fósforo. A matéria orgânica competiu com o fósforo pelos sítios adsorptivos, diminuindo sua adsorção nos horizontes superficiais. A gênese destes solos se caracterizou por uma alta taxa de intemperismo sendo que aspectos típicos de cada classe foram determinados pelo material de origem e o clima. Clima quente e úmido induziu a formação de Latossolos Roxos em rocha essencialmente máfica como o basalto. Por sua vez, clima mais frio e mais úmido, propiciando uma intensa lixiviação, influenciou de maneira decisiva na formação do Latossolo Bruno a partir de rochas alcalinas. O clima frio, associado a um extremo distrofismo, colaborou com o acúmulo de matéria orgânica no Latossolo Húmico. A localização do lençol freático também foi um determinante, como no caso do Latossolo (LV) e do Plintossolo (PT) que sofreram o processo de redução e conseqüente perda de óxidos de ferro.

GENERAL CHARACTERIZATION OF HIGHLY WEATHERED SOILS OF MINAS GERAIS STATE

SUMMARY - Twelve profiles of Latosols and one of Plintisol were selected and partially described to characterize physically and chemically some highly weathered soils of Minas Gerais State. Deformed and non-deformed samples from horizons A and B were collected, except for Humic Red-Yellow Latosol, where a sample from horizon A/B was also collected. Clay particles from Dusky Red and Ferriferous Latosols were not completely dispersed, forming pseudo-silts and pseudo-sands. The water dispersible clay was higher in the superficial horizons, due to the presence of higher organic carbon contents, contributing for a PCZES lowering in these horizons. Soil density was higher in superficial horizons. The sand fraction contributed to the increase in soil density whereas the clay fraction contributed to the decrease in soil density. Total porosity behaved as soil density and in the soils that underwent drainage restriction there was a decrease in total porosity. Water retention was smaller in the Dusky Red and Ferriferous Latosols, due to the presence of concretions and aggregates covering, preventing the water from entering into the internal aggregate spaces. In Plinthic soil, water retention was smaller due to the low total porosity presented by this profile. Most of the soils studied presented acid pH, except for Dark Red Latosol originated from calcareous material. The soils ΔpH was negative for most

samples, except for the B horizons of Una Latosol and Humic Una Latosol. Organic matter was the most contributing component to the negative charges and to the lowering the PCZES of these highly weathered soils. The soils studied presented low contents of exchangeable bases, except for Dusky Red and Dark Red Latosols originated from calcareous material, which were classified as eutrophic, while the other soils were dystrophic or allic, presenting low CTC and high aluminum saturation. Available phosphorus contents were higher in Dusky Red Latosols. The remnant phosphorus accompanied available phosphorus contents, being higher in Dusky Red Latosols, because they presented their adsorption sites partially occupied and in the Ferriferous Latosols due to the presence of only a few adsorption sites. The other soils presented low contents of available phosphorus and of remnant phosphorus, and, therefore, high capacity of phosphorus retention. Organic matter competed with phosphorus for adsorptive sites, decreasing their adsorption in the superficial horizons. The soils genesis was characterized by a high weathering rate and typical aspects of each class were determined by the parent material and by the climate. Warm and moist climate induced to the formation of Dusky Red Latosols in an essentially mafic rock as the basalt. Colder and moist climate which propitiated an intense lixiviation, influenced in a decisive way, forming the Brown Latosol from alkaline rocks. The cold climate, associated to extreme dystrophism, collaborated to organic matter accumulation in the Una Humic Latosol. Elevated water table was also a determinant as in the cases of Latosol (LV) and Plintosol (PT) which underwent reduction process and the consequent loss of iron oxides.

1. INTRODUÇÃO

Os Latossolos são considerados solos típicos de regiões de clima tropical e subtropical. Nessas, o intemperismo tem sido muito intenso, propiciando a formação de solos com características de maior desenvolvimento pedogenético. Eles são originados das mais diversas espécies de rochas e do retrabalhamento de sedimentos, sob condições de clima e tipos de vegetação dos mais diversos (EMBRAPA, 1999). Pela sua abrangência no Brasil, eles constituem a mais importante e estudada classe de solo do sistema brasileiro de classificação.

Sob condições de elevado potencial de oxirredução e intensa lixiviação, perde-se sílica mais rapidamente do que alumínio, ferro e titânio, o resultado é uma acumulação de colóides do solo, ricos em óxidos hidratados de alumínio, de ferro e titânio, relativamente à sílica (SANTANA & MOURA FILHO, 1978). Então, o forte intemperismo sofrido por estes solos lhes confere características como: baixas relações sílica/alumina e sílica/óxidos nas argilas, além de baixa CTC, baixo conteúdo de minerais primários facilmente intemperizáveis, elevado grau de estabilidade de agregados, baixo gradiente textural e baixo conteúdo de silte em relação à argila. Também apresentam argila de baixa atividade, horizonte B com grande espessura, consistência friável ou muito friável quando úmido, alta porosidade, estrutura em blocos ou granular, do tipo “pó de café”, transições graduais e difusas entre horizontes, ausência ou ocorrência pouco expressiva de

argila dispersa em água, baixa saturação de bases, alta fixação de fósforo e alto alumínio trocável.

A definição das classes de Latossolos é baseada em aspectos morfológicos, como cor e estrutura e aspectos quantitativos, como teor de ferro (BENNEMA & CAMARGO, 1964; MOURA FILHO & BUOL, 1972; CAMARGO et al., 1987; KER, 1995). Sendo que a classe dos Latossolos Vermelhos (EMBRAPA, 1999) inclui os Latossolos Roxos, Vermelho-Escuros e Ferrífero, do sistema de classificação de CAMARGO et al. (1987) e as classes dos Latossolos Amarelos e dos Vermelho-Amarelos (EMBRAPA, 1999) incluem os Latossolos Amarelos, Vermelho-Amarelos e Variação Una, também do sistema de classificação de CAMARGO et al. (1987).

Minas Gerais possui representantes de todas as classes do 2º nível categórico do último sistema brasileiro de classificação dos solos, de acordo com EMBRAPA (1999), quais sejam: Latossolos Brunos, Amarelos, Vermelhos e Vermelho-Amarelos, além de alguns Plintossolos com características mineralógicas típicas de solos altamente intemperizados, semelhantes aos Latossolos, diferenciando-se pelo fato de terem sofrido o processo de plintização. Todos estes solos ocupam uma grande extensão do Estado. Em Minas Gerais, os solos altamente intemperizados, principalmente os Latossolos estão presentes por todas as regiões do Estado, ocupando a maior parte de sua superfície territorial (RESENDE & REZENDE, 1983).

São solos normalmente distróficos ou álicos, mas, podem apresentar-se eutróficos quando o longo tempo (cronológico) de intemperismo é contrabalançado pelo desenvolvimento em rochas quimicamente ricas (basalto, tufito e calcário), ou em climas secos, como no Nordeste brasileiro (RESENDE et al., 1988). Dessa forma, normalmente são solos que tem como principal limitação a fertilidade, necessitando de correções como calagem e adubação.

Em termos de estrutura física, normalmente apresentam condições bastante favoráveis para o uso, profundos, com boa retenção de umidade e permeabilidade, as exceções, ficando por conta dos Latossolos mais pobres em óxidos de ferro (Latossolo Amarelo, alguns denominados Pálidos e alguns

Plintossolos), por apresentarem certa compacidade em subsuperfície. O Latossolo Bruno, por ser caulinítico, e com isso possuir estrutura em blocos de grau moderado (RODRIGUES, 1984), não tão estável como a estrutura granular dos oxídicos, também pode apresentar condições desfavoráveis ao uso. O Latossolo Ferrífero, às vezes pode apresentar-se bastante concrecionário, e por esse motivo, possui uma baixa retenção de umidade, comportando-se como um solo arenoso. O relevo acidentado, em que alguns destes solos estão situados, pode ser um limitante em seu uso agrícola.

O Latossolo Bruno, em Minas Gerais, ocupa áreas elevadas, frias e úmidas onde ocorre intensa lixiviação. Possui cores brunadas, são profundos possui boa drenagem, o desenvolvimento da estrutura é fraco a moderado, com presença de fendilamentos (RODRIGUES, 1984) e tem como principais minerais a caulinita, goethita e vermiculita com hidróxi entrecamadas, apresentam ainda amorfos de alumínio e gibbsita (RODRIGUES, 1984; RESENDE et al., 1995), sendo que a predominância da caulinita pode induzir a uma formação de estrutura em blocos. Quimicamente são solos de baixa fertilidade, pela intensa lixiviação, são pobres em saturação de base e possuem alta saturação de alumínio. Sua localização, no Estado, é restrita a áreas do Planalto de Poços de Caldas, associados a rochas alcalinas (RODRIGUES, 1984; OLIVEIRA et al., 1992). Estes solos são diferentes dos Latossolos Brunos localizados no sul do país, pelos baixos teores de óxidos de ferro por eles apresentados (RODRIGUES, 1984).

O Latossolo Vermelho-Amarelo, classe de ocorrência bastante ampla (KER, 1997), situa-se nas chapadas do Planalto Central, no Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, e também no Vale do Rio São Francisco, normalmente formado por sedimentos areno-argilosos e coberturas argilosas retrabalhadas (MOTTA, 1983) e rochas pelíticas, também no Mar de Morros e Região das Vertentes, sul do Estado (RESENDE et al., 1995), sob domínio granítico-gnáissico leuco e mesocráticos. São cauliníticos quando arenosos e quando argilosos são mais gibbsíticos. Normalmente são álicos ou distróficos (EMBRAPA, 1982). De acordo com (EMBRAPA, 1982), nas áreas de topografia deprimida, encontram-

se os solos com restrição de drenagem, possibilitando a formação dos Latossolos Pálidos, citados por KER (1997) e dos Plintossolos.

O Latossolo Vermelho-Amarelo Variação Una é bastante gibbsítico e possui predominância de goethita em relação à hematita, o teor de Fe_2O_3 é maior que nos Latossolos Vermelho-Amarelos, pela possível influência de materiais básicos (CAMARGO et al., 1987; KER, 1997). Apresenta-se num avançado estágio de intemperismo. As cores são mais brunadas e amareladas, associadas a teores de ferro mais elevados que na classe anterior e clima mais úmido (RESENDE et al., 1995). Presente na Região do Alto Paranaíba com relevo plano e na Zona da Mata, onde o relevo é mais acidentado (OLIVEIRA et al., 1992).

O Latossolo Vermelho-Escuro é formado a partir de uma grande diversidade de materiais de origem, refletindo numa grande heterogeneidade dos solos dessa classe (KER, 1997). Possui material de origem mais rico em ferro, rochas pelíticas e psamíticas, além de sedimentos areno-argilosos retrabalhados (MOTTA, 1983), com relevo mais suave, no Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, sendo que no Vale do Rio São Francisco, norte de Minas Gerais as rochas são pelíticas ou calcárias. Os de textura média originam-se de misturas de rochas basálticas e arenitos (FONTES, 1988). Na Zona da Mata e Região das Vertentes a presença destes solos está associada à rochas graníticas mesocráticas (MARQUES JÚNIOR et al., 1992) e pelíticas. Pela grande variação no material de origem, lhe é conferido certa variabilidade nas características morfológicas e químicas (OLIVEIRA et al., 1992). O eutrofismo nos Latossolos Vermelho-Escuros ocorrem com maior frequência que nos Latossolos Vermelho-Amarelos, principalmente pela influência de materiais calcíferos (EMBRAPA, 1982; RESENDE & REZENDE, 1983).

O Latossolo Roxo possui uma estrutura microgranular do tipo "pó de café", mais ressaltada quanto maior o teor de gibbsita. Por originar-se de rochas básicas (basalto, diabásio, gabro e tufito) pode ter mais elementos traços e fósforo e uma melhor fertilidade que os outros Latossolos (MOURA FILHO & BUOL, 1972; RESENDE et al., 1995; KER, 1997; OLIVEIRA et al., 2001). São normalmente de textura argilosa, reflexo da pobreza de quartzo no material de

origem (CURI & FRANZMEIER, 1987). Possui tonalidades roxas ou vermelho escuras, com teores elevados de óxidos de ferro (RESENDE, 1976; CURI & FRANZMEIER, 1987; FONTES & WEED, 1991; OLIVEIRA et al., 1992). Sua presença marcante, em Minas Gerais, é na região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. Normalmente ocorre em regiões com relevo suave, mas, na região do Alto Paranaíba, influenciada pelos tufitos, ocorre em áreas com relevo ondulado e forte ondulado (KER, 1997).

Os Latossolos Húmicos são normalmente encontrados em áreas mais elevadas, regiões de altitude da Zona da Mata Mineira, com temperaturas mais amenas. São normalmente Latossolos Vermelho-Amarelo e Variação Una. Por ser extremamente distrófico ou álico, e localizar-se em regiões de clima mais frio, a atividade microbiana é reduzida, possibilitando o acúmulo de matéria orgânica (RIBEIRO et al., 1972), formando horizontes A com grande espessura, ultrapassando 1 metro de profundidade (KER, 1997).

O Latossolo Ferrífero se origina de rocha rica em óxidos de ferro chamada itabirito, que possui basicamente, hematita e quartzo em sua composição, sendo de ocorrência comum na Zona do Quadrilátero Ferrífero, região central do Estado (CAMARGO, 1982; CURI & FRANZMEIER, 1987; OLIVEIRA et al., 1992). Apresenta-se normalmente ácido, com pH em KCl maior que pH em água. Por ter baixa CTC apresenta baixo alumínio trocável, mas, é classificado como distrófico ou álico, por apresentar uma alta saturação de alumínio. Pode apresentar-se bastante concrecionário, cascalhento, com cor vermelho-púrpura, reflexo de uma constituição mineralógica altamente rica em óxidos de ferro, especialmente a hematita. A sua diferenciação do Latossolo Roxo é baseada na relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, maior que 25 nos Latossolos Ferríferos (CURI & FRANZMEIER, 1987; KER, 1997).

O objetivo deste capítulo foi fazer uma caracterização física e química de alguns solos altamente intemperizados do Estado de Minas Gerais.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Localização, coleta e preparação das amostras de solos

A seleção dos perfis buscou constituir uma coleção de solos altamente intemperizados, representativos da ampla diversidade de clima e materiais de origem do Estado de Minas Gerais. Para tanto, recorreram-se a alguns levantamentos de solos, RCCs (Reunião de Correlação e Classificação) da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, além de experiências pessoais de Professores do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa. Selecionaram-se 12 Latossolos e 1 Plintossolo e a coleta foi realizada em fevereiro de 1997.

Foram realizadas viagens de campo para abertura das trincheiras e descrição dos perfis (LEMOS & SANTOS, 1996), quando foram feitas algumas observações morfológicas, como a presença de plintita, presença de concreção, tipo, forma e grau de estrutura, presença de fendilhamento, presença do lençol freático, dentre outras.

Coletaram-se amostras do horizonte A e B, deformadas e indeformadas. estas últimas, com auxílio de um anel metálico para determinação da densidade do solo. Foram coletadas amostras em 13 (treze) perfis diferentes (Quadro 1), perfazendo um total de 27 (vinte e sete) amostras de solos, considerando-se os

QUADRO 1 – Identificação, Classificação dos solos pelo Sistema Anterior* e pelo Sistema Atual**, Coordenadas Geográficas (Altitude, Latitude e Longitude), Uso Atual do Solo, Material de Origem, Fases de Relevo e Localização na Paisagem dos Perfis Estudados

Perfil	-----Classificação-----		-----Coordenadas Geográficas-----			Uso Atual do Solo	Material de Origem	Relevo/ Localização
	Anterior*	Atual**	Alt.(m)	Lat.(S)	Long. (W)			
LR1	LRd	LVd	600	20°01'37"	47°46'55"	Cana-de-açúcar	Basalto	Suave ondulado/Terço médio
PT	PTd	FXd	900	18°55'54"	47°33'52"	Cerrado/campo higrófilo	Arenito Bauru	Suave ondulado/Terço inferior de encosta
LB	LBd	LBd	1300	21°57'00"	46°26'14"	Pastagem	Rocha alcalina do Complexo Poços de Caldas	Ondulado/Terço médio
LE1	LEd	LVd	760	19°27'19"	44°10'59"	Cerrado	Sedimento da Cobertura detrítica laterítica	Suave ondulado/Terço médio
LU1	LUa	LAw	900	19°22'43"	46°08'35"	Cerrado	Sedimento da Cobertura detrítica laterítica	Plano
LR2	LRd	LVdf	450	18°43'16"	49°33'23"	Eucalipto/Pousio	Basalto com Arenito	Suave ondulado/Terço médio inferior
LR3	LRd	LVef	450	18°43'31"	49°33'20"	Rotação (Milho/soja)	Basalto com Arenito	Suave ondulado/Terço médio inferior
LE2	LEe	LVe	1050	21°10'16"	43°59'59"	Pastagem	Calcário	Suave ondulado/Terço médio
LV	LVa	LAw	900	19°21'17"	46°07'04"	Eucalipto	Sedimento da Cobertura detrítica laterítica	Plano/rebaixado
LE3	LEd	LVdf	-	20°16'17"	42°33'47"	Floresta subperenifolia	Granito/Gnaiss com material máfico (diabásio)	Ondulado/Terço superior
LUH	LUh	LAHw	-	20°20'32"	42°21'09"	Pastagem	Gnaiss	Ondulado/Terço médio
LU2	LUa	LAw	750	20°34'09"	42°52'16"	Capoeira	Gnaiss	Ondulado/Topo de morro plano
LF	LFd	LVj	780	20°07'40"	43°57'53"	Pastagem natural	Itabirito	Ondulado/Terço médio

*(CAMARGO et al., 1987); **(EMBRAPA, 1999)

diferentes horizontes, A e B, de cada perfil, além do horizonte A/B coletado do perfil LUH.

As amostras do horizonte A foram coletadas na profundidade de 0 a 20 cm. Para as amostras do horizonte B a coleta foi feita entre 70 a 100 cm de profundidade. Para o perfil LUH, a amostra do horizonte B foi coletada a 220 cm de profundidade, enquanto a amostra do horizonte A/B foi coletada entre 120 a 150 cm de profundidade.

Além do trabalho de coleta das amostras de solos foi realizada uma descrição geral do local, na qual foram relacionados o uso atual do solo, o relevo e a posição na paisagem do perfil, além das coordenadas geográficas (altitude, latitude e longitude) do ponto de coleta, obtidas com auxílio de um georreferenciador-GPS (Quadro 1). A classificação dos solos foi feita de acordo com CAMARGO et al. (1987) e EMBRAPA (1999) (Quadro 1). As localizações dos pontos de coleta são mostrados na Figura 1.

No laboratório, as amostras deformadas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras de 2 mm, obtendo-se amostras de terra fina seca ao ar (TFSA), que foram armazenadas em sacos plásticos, prontas para serem analisadas.

2.2. Caracterização física dos solos

- As análises granulométricas foram feitas de acordo com EMBRAPA (1997). A fim de se obter uma melhor dispersão das amostras dos perfis dos Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3) e do Latossolo Ferrífero (LF), fez-se uma modificação no procedimento de dispersão, utilizou-se 5,0 g de amostra de solo para 100 mL de NaOH 1 mol/L, ficando 24 horas em contato e a agitando-se na coqueteleira durante 20 minutos, o tempo de sedimentação foi o mesmo das outras amostras.

- Argila dispersa em água e grau de floculação foram determinados pelo método da pipeta após 3 horas de agitação com água deionizada, em agitador horizontal de 200 oscilações por minuto (JUCKSCH, 1987). O grau de floculação (GF) foi calculado utilizando-se a seguinte expressão (EMBRAPA, 1997):

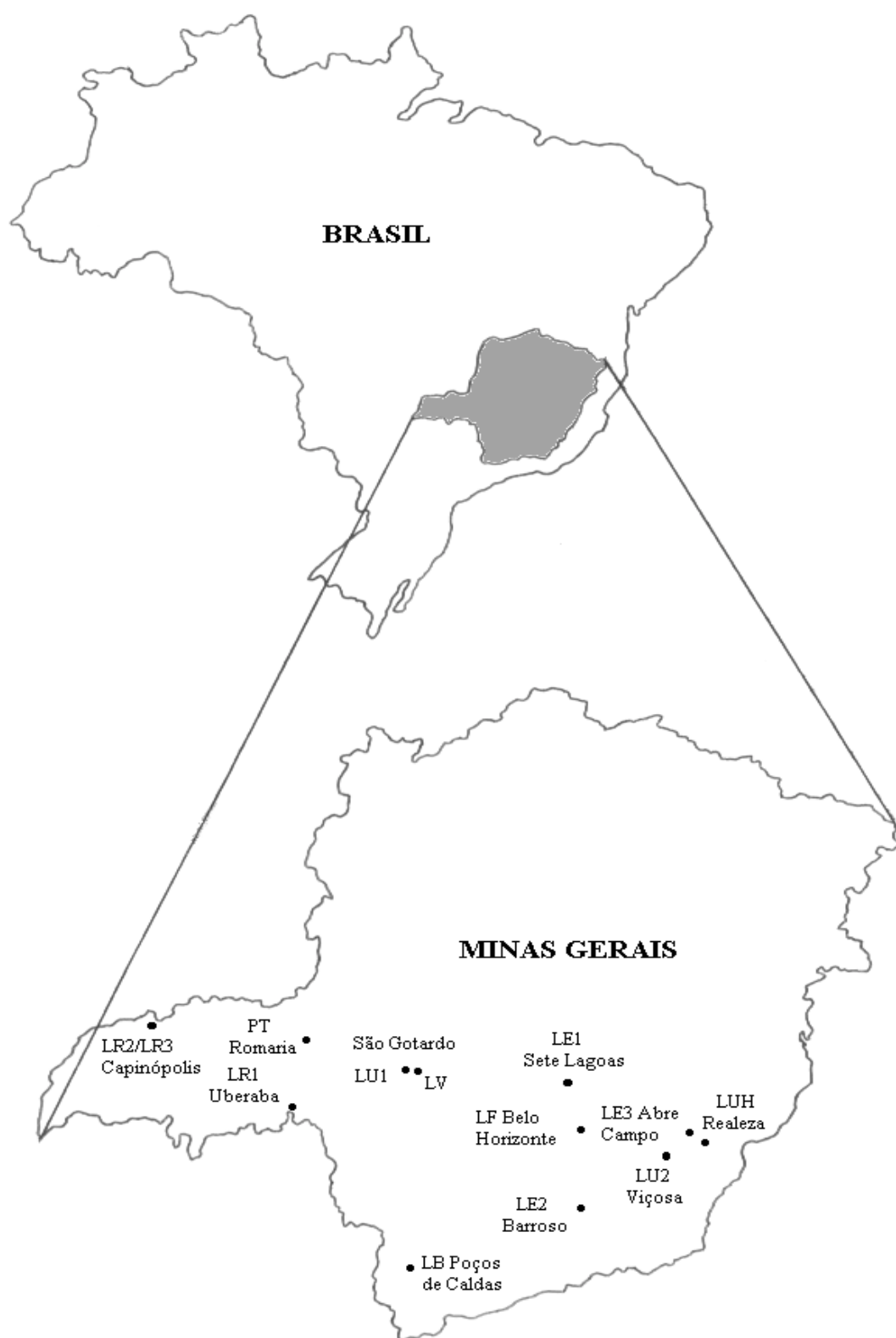


FIGURA 1 - Localização dos Perfis dos Solos Estudados

$$GF = [100 \times (\text{argila total} - \text{argila dispersa em água}) / \text{argila total}]$$

- As densidade do solo (DS) e de partícula (DP) foram determinadas pelo método do anel volumétrico e pelo método do balão volumétrico, respectivamente, conforme EMBRAPA (1997).

- A porosidade total (PR) foi calculada por intermédio da expressão:

$$PR = [100 \times (DR - DS) / DR], \text{ de acordo com EMBRAPA (1997).}$$

- Para determinação do equivalente de umidade, amostras de TFSA foram saturadas com água por capilaridade e submetidas a centrifugação correspondente a 1000 vezes a força da gravidade, por 30 minutos. A água retida na amostra é chamada de equivalente de umidade do solo (EMBRAPA, 1997).

2.3. Caracterização química dos solos

- O pH em água e em KCl 1 mol/L foi determinado utilizando-se de uma suspensão solo:solução, na relação de 1:2,5, misturou-se com um bastão e deixou-se em repouso por 1 hora, quando misturou-se novamente, procedendo a leitura do pH por meio de eletrodo (EMBRAPA, 1997).

- O fósforo assimilável foi extraído com solução de Mehlich-1 (HCl 0,05 mol/L e H₂SO₄ 0,025 mol/L), na proporção de 1:10 solo:solução. O fósforo foi dosado por colorimetria, pela redução do fosfomolibdato pela vitamina C (ácido ascórbico), de acordo com BRAGA & DEFELIPO (1974).

- Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ trocáveis foram determinados através da extração com KCl 1 mol/L, na proporção de 1:20 de solo:solução, sendo que o cálcio e o magnésio trocáveis foram dosados por absorção atômica e o alumínio trocável por titulação com NaOH 0,025 mol/L (EMBRAPA, 1997).

- K⁺ e Na⁺ foram determinados pelo método do HCl 0,05 mol/L, na proporção de 1:10 de solo:solução. O método usado para dosagem foi a fotometria de chama (EMBRAPA, 1997).

- A acidez potencial ($H^+ + Al^{3+}$) foi determinada utilizando-se uma solução de acetato de cálcio 0,5 mol/L, pH 7,0 para extração. Posteriormente titulou-se com solução de NaOH 0,0606 mol/L (EMBRAPA, 1997).

- Soma de bases (S), CTC efetiva, CTC total (T), Saturação de bases (V), Saturação de Alumínio (m) foram calculados de acordo com EMBRAPA (1997).

- O fósforo remanescente (Prem) foi determinado através da leitura de fósforo em equilíbrio em uma solução de 2,5 g de amostra de solo e 25 mL de $CaCl_2$ 0,01 mol/L, contendo 50 $\mu g/kg$ de P, agitada por 1 hora, centrifugada e filtrada, de acordo com ALVAREZ V. et al. (2000). O fósforo foi dosado por colorimetria, pela redução do fosfomolibdato pela vitamina C (ácido ascórbico), de acordo com BRAGA & DEFELIPO (1974).

- O ponto de carga zero por efeito salino simbolizado por PCZES (FONTES et al., 2001) e daqui por diante assim chamado, foi determinado por titulação potenciométrica (RAIJ, & PEECH, 1972; COSTA et al., 1984) após acondicionamento de 5 cm^3 de solo, 25 mL de NaCl, 0,1; 0,01; 0,001 mol/L e 0; 0,1; 0,2; 0,3; 0,4 e 0,5 mL de HCl 0,4 mol/L, em tubos de 50 mL, repouso por 24 horas e leituras de pH. Fez-se as interseções das curvas titulométricas para determinar o PCZES das amostras de solos.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Atributos físicos e morfológicos dos solos

Os resultados da análise granulométrica (Quadro 2) mostram que os Latossolos e o Plintossolo estudados possuem grande variação textural, relacionada com o material de origem e a atual composição mineralógica. Os LR1, LR2 e LF caracterizaram-se por apresentar teores elevados de areia, muito provavelmente, porque a marcha analítica utilizada para dispersão das amostras, não possibilitou uma completa destruição dos microagregados cimentados por óxidos de ferro, que tornam-se bastante resistentes, formando falsos grãos de areia daqui por diante chamados de pseudo-areia. DONAGEMMA (2000) observou que na fração areia de Latossolos havia a presença de microagregados da fração argila.

Os Latossolos apresentam microagregados de tamanho de silte, formados pela ação cimentante dos óxidos de ferro e alumínio, este fenômeno é mais acentuado nos solos oxídicos (MOURA FILHO & BUOL, 1976; FERREIRA et al., 1999; DONAGEMMA, 2000). A relação silte/argila (Quadro 2) mostra que o LR1, o LR2 e o LF possuem valores maiores que 0,4, também por problemas de dispersão de partículas de argila, que estão cimentadas entre si por óxidos de ferro, como já foi mencionado anteriormente. Comportamento semelhante foi relatado por DONAGEMMA (2000), que observou maiores valores de silte nos solos mais oxídicos, e menores nos mais

QUADRO 2 - Resultados de Análise Granulométrica, Argila Dispersa em Água, Grau de Floculação, Relação Silte/Argila, Densidade do Solo, Densidade de Partículas, Porosidade Total e Equivalente de Umidade das Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila total	Argila Dispersa em Água	Grau de Floculação	Silte/Argila	Densidade do Solo	Densidade de Partículas	Porosidade Total	Equivalente de Umidade
	-----g kg ⁻¹ -----					m ³ m ⁻³		-----kg dm ⁻³ -----		-----m ³ m ⁻³ -----	
LR1/A	160	210	180	450	100	78	0,40	1,40	2,87	0,51	0,21
LR1/B	270	320	120	290	00	100	0,41	1,12	2,81	0,60	0,25
PT/A	160	130	120	590	150	75	0,20	1,31	2,53	0,48	0,24
PT/B	130	190	60	620	90	86	0,10	1,25	2,53	0,51	0,23
LB/A	50	20	230	700	180	74	0,33	1,09	2,59	0,58	0,32
LB/B	60	30	190	720	00	100	0,26	1,02	2,63	0,61	0,33
LE1/A	80	30	110	780	140	82	0,14	1,04	2,63	0,60	0,32
LE1/B	80	50	100	770	10	99	0,13	0,93	2,66	0,65	0,31
LU1/A	50	20	170	760	220	71	0,22	0,97	2,63	0,63	0,29
LU1/B	70	30	130	770	00	100	0,17	1,00	2,66	0,62	0,28
LR2/A	270	240	120	370	120	68	0,32	1,39	2,81	0,51	0,18
LR2/B	190	220	130	460	10	98	0,28	1,19	2,85	0,58	0,22
LR3/A	140	210	150	500	220	56	0,30	1,40	2,85	0,51	0,22
LR3/B	110	190	160	540	00	100	0,30	1,04	2,81	0,63	0,24
LE2/A	150	170	370	310	160	48	1,19	0,92	2,56	0,64	0,27
LE2/B	160	100	200	540	10	99	0,37	1,02	2,70	0,62	0,25
LV/A	30	30	220	720	150	79	0,31	0,96	2,53	0,62	0,30
LV/B	30	30	110	830	10	99	0,13	1,11	2,46	0,55	0,30
LE3/A	190	70	100	640	110	83	0,16	0,83	2,70	0,69	0,29
LE3/B	120	60	110	710	150	79	0,15	0,81	2,73	0,70	0,31
LUH/A	130	70	120	680	110	84	0,18	0,91	2,63	0,65	0,32
LUH/AB	80	50	100	770	130	83	0,13	0,88	2,66	0,67	0,34
LUH/B	80	60	110	750	00	100	0,15	0,85	2,81	0,70	0,33
LU2/A	200	130	110	560	100	82	0,20	0,81	2,53	0,68	0,31
LU2/B	160	120	90	630	10	99	0,14	1,28	2,70	0,53	0,30
LF/A	430	110	180	280	70	75	0,64	1,59	4,08	0,61	0,11
LF/B	430	110	160	290	70	76	0,55	1,80	4,16	0,57	0,11

cauliníticos. Desses resultados observa-se que os métodos usuais de dispersão não conseguem individualizar totalmente parte das partículas de argila, fazendo com que elas funcionem como pseudo-silte. Mesmo aumentando-se a concentração e o tempo de contato da amostra com a solução de NaOH para promover uma melhor dispersão química o fenômeno foi ainda observado.

Além disso, o tempo de sedimentação das amostras para coleta da alíquota de argila e silte também devem ser levadas em consideração na explicação da superestimativa da fração areia e silte. Os solos mais ricos em óxidos de ferro possuem maiores valores de densidade de partícula, chegando a valores acima de $4,0 \text{ kg/dm}^3$, no LF (Quadro 2). No método proposto pela EMBRAPA (1997), o tempo de sedimentação, seguindo a lei de Stockes, considera uma densidade de partícula média de $2,65 \text{ kg/cm}^3$, fato esse que muito, provavelmente contribuiu para uma menor obtenção de argila na análise textural. A diminuição no tempo de sedimentação de solos com densidade de partícula maior que $2,65 \text{ kg/cm}^3$, possibilitou um aumento da fração argila (DONAGEMMA, 2000).

Com relação à dispersão das argilas (Quadro 2), observa-se como regra geral uma maior presença de argila dispersa em água no horizonte A, que tende a diminuir no horizonte B onde, às vezes, a argila está totalmente floculada. Assim, o horizonte subsuperficial normalmente apresenta grau de floculação em torno de 100%, com exceção para o PT (Plintossolo), o LE3 e o LF. O horizonte B do LE3 apresenta um ΔpH de -0,5, o que pode ter colaborado para uma maior dispersão das argilas, além disso, o teor de carbono orgânico no horizonte B deste perfil é elevado, na ordem de $16,8 \text{ g/kg}$ (Quadro 9 do 2º capítulo), somando-se ao fato de ser um solo caulinítico, essa situação pode levar a uma diminuição na estabilidade da estrutura deste solo e permitir uma maior dispersão das argilas, mesmo no horizonte B. Para o PT, a redução dos óxidos de ferro e a conseqüente desferrificação deste perfil, provavelmente, promoveu o aumento da dispersão da argila em água também no horizonte B. No LF, o alto médio valores de dispersão de argila no horizonte B podem estar sendo reflexo de uma mineralogia bastante homogênea, onde a predominância da hematita associada ao

pH maior que o PCZES, faça com que uma parte da argila se encontre dispersa e não na forma de agregados. O aumento sistemático da argila dispersa em água nos horizontes A se deve, possivelmente, à presença da matéria orgânica, que diminui o PCZ do solo (COSTA et al., 1984; OADES, 1984) e torna a matriz mineral mais facilmente dispersável. BENITES & MENDONÇA (1998) observaram que certas doses de esterco ou ácido húmico podem favorecer a dispersão da argila em um Latossolo Vermelho-Amarelo. Isto é confirmado pelos dados do Quadro 3, onde observa-se que na maioria das amostras estudadas o PCZES do horizonte B foi maior que do horizonte A.

No Quadro 2 pode-se observar os valores de densidade de partículas onde se ressalta o alto valor do LF, acima de $4,0 \text{ kg/cm}^3$, seguido dos LR1, LR2 e LR3, com valores acima de $2,8 \text{ kg/dm}^3$, espelhando os altos teores de óxidos de ferro, presentes nestes solos.

Para densidade do solo, observou-se o mesmo padrão apresentado pela densidade de partículas. Pelos resultados, observa-se que em boa parte dos solos a densidade do solo do horizonte B é menor que a do horizonte A. O fato do horizonte A sofrer maior pressão mecânica, seja por pisoteio de animais ou por máquinas e implementos, pode colaborar para um aumento da densidade do solo, neste horizonte. ALVARENGA et al. (1987) e MANTOVANI (1987) constataram o efeito mecânico do trânsito de máquinas e do pisoteio de gado sobre a formação de camadas compactadas. Outro aspecto a ser mencionado, é que uma maior presença de argila dispersa em água no horizonte A pode estar favorecendo o entupimento de poros e um conseqüente incremento na densidade do solo deste horizonte.

Além disso, as frações granulométricas também influenciam a densidade do solo. Calcularam-se correlações lineares das frações texturais (areia grossa, areia fina, silte, argila e a relação areia total/areia fina) com a densidade do solo. Destas, a areia grossa e a argila apresentaram correlações significativas, ao nível de 1 %, com a densidade do solo, +0,6831 e -0,6177, respectivamente. A areia fina apresentou um coeficiente de correlação igual a +0,4147, significativo ao nível de 5 %, enquanto o silte a relação de areia total/areia fina não apresentaram

correlações significativas aos níveis de significância considerados. A fração areia pode estar contribuindo para um melhor rearranjo das partículas do solo, diminuindo os espaços porosos, então, aumentando a densidade do solo. MANTOVANI (1987); CARVALHO JÚNIOR (1995) demonstram a importância do arranjo partículas de tamanhos diferentes na definição da densidade do solo.

No caso da porosidade total, não houve grandes discrepâncias entre os solos, o menor valor foi obtido pela amostra do horizonte A do perfil PT (Quadro 2). Como a porosidade é resultado de cálculos que levam em consideração as densidades do solo e de partículas, novamente observa-se que os maiores valores de porosidade são dos horizontes B. Para o PT e LV, com restrição de drenagem, percebeu-se em campo que são solos duros, com aspecto bastante compacto (estrutura maciça). Nesse caso, a redução dos óxidos e a conseqüente perda de seu poder desorganizador estrutural provavelmente diminuiu a estabilidade dos agregados, promovendo um adensamento natural.

Em relação à retenção de água dos solos estudados, chamam a atenção os LR1, LR2 e LR3, com valores de equivalente de umidade um pouco mais baixos que os outros solos e o LF, com o menor valor de equivalente de umidade, reflexo de uma estrutura bem desenvolvida, onde os pseudos grãos de areia e de silte dificultam a penetração da água no interior destes agregados. Outra provável razão é a presença nesses solos de uma maior macroporosidade que tem como conseqüência uma retenção maior de água. A grande quantidade de concreções no LF também contribui para a baixa retenção de umidade, apresentada por este solo. O PT também apresentou baixa retenção de umidade, sua baixa porosidade total reflete a pouca quantidade de espaços vazios a serem ocupados pela água.

De acordo com o comportamento dos solos estudados, com relação à retenção de água, pode-se questionar, na análise granulométrica, até que ponto deve-se buscar uma dispersão mais completa destes solos mais oxidicos, principalmente os Latossolos Roxos e o Latossolo Ferrífero, procurando dispersar os pseudo siltes e pseudo areias, para a quantificação da argila. Pois essa maior obtenção da fração argila não estará retratando o comportamento real

destes solos. Fica claro, pelos resultados do equivalente de umidade, que os LRs e LF analisados possuem comportamento de solos de textura um pouco mais grosseira, não justificando uma tentativa de buscar essa maior dispersão da argila.

3.2. Atributos químicos dos solos

Observando-se os resultados do Quadro 3, vê-se que os valores de pH em água e em KCl, para os Latossolos são, de maneira geral, abaixo de 5,5, chegando a 4,3 para o pH em água e 3,9 para o pH em KCl para as amostras do LU2. As exceções são os LR1, LR3 e LE2, onde os valores de pH são maiores que 5,5, chegando a valores maiores que 7,0 para o LE3. Para , esse último solo a explicação está no fato de que esse solo é originário de material calcário, possibilitando a formação de um Latossolo com pH ligeiramente alcalino. Os altos teores de Ca^{+2} (Quadro 4) reforçam esse raciocínio. Para os Latossolos Roxos, as rochas básicas como material de origem, contribuem para uma maior riqueza em cátions trocáveis, possibilitando a existência de solos eutróficos e permitindo, com isso, que os valores de pH sejam mais elevados que outros solos também altamente intemperizados.

Pelos valores negativos do ΔpH , observa-se que a maioria dos solos são eletronegativos, à exceção dos horizontes B dos LUH, LU1 e LU2, confirmando que estes solos estão num estágio extremamente avançado de intemperismo, em relação aos outros solos estudados. Outro aspecto a ser mencionados são os valores mais negativos do ΔpH nos horizontes A, ressaltando a importância que tem a matéria orgânica no balanço das cargas negativas dos solos altamente intemperizados (BAYER & MIELNICZUK, 1997).

A maioria dos solos apresentou valores menores de PCZES no horizonte A em relação ao horizonte B, mas houve exceções (Quadro 3). A presença da matéria orgânica com maior número de cargas negativas foi, sem dúvida, a razão principal dos valores menores de PCZES nos horizontes A, confirmando resultados encontrados por COSTA et al. (1984); OADES (1984).

Quadro 3 - Resultados do pH em água, pH em KCl, Δ pH (pH em KCl - pH em água), e PCZES das Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	pH (água)	pH (KCl)	Δ pH	PCZES
LR1/A	5,5	4,8	-0,7	5,1
LR1/B	5,9	5,5	-0,4	6,1
PT/A	5,2	4,3	-0,9	4,0
PT/B	5,2	4,8	-0,5	4,8
LB/A	4,9	4,1	-0,8	4,2
LB/B	4,5	4,2	-0,3	4,6
LE1/A	4,6	4,1	-0,5	4,1
LE1/B	4,5	4,2	-0,3	4,2
LU1/A	5,1	4,5	-0,7	4,1
LU1/B	5,5	5,6	0,1	5,2
LR2/A	5,3	4,4	-0,9	4,6
LR2/B	5,3	4,4	-0,9	4,3
LR3/A	5,3	4,7	-0,6	4,5
LR3/B	5,9	5,7	-0,2	5,1
LE2/A	7,4	7,0	-0,4	7,5
LE2/B	7,1	7,0	-0,1	7,0
LV/A	5,1	4,4	-0,8	4,1
LV/B	5,4	5,2	-0,2	5,1
LE3/A	4,7	4,2	-0,6	4,2
LE3/B	4,9	4,4	-0,5	4,2
LUH/A	4,6	4,1	-0,6	4,1
LUH/AB	4,7	4,2	-0,5	4,3
LUH/B	5,0	5,0	0,0	5,3
LU2/A	4,3	3,9	-0,4	3,1
LU2/B	4,7	4,8	0,1	5,0
LF/A	4,8	4,6	-0,2	4,6
LF/B	5,3	5,2	-0,2	4,9

A maior parte dos valores de PCZES estão dentro da faixa observada na literatura para solos de carga variável (RAIJ & PEECH, 1972; GALLEZ & HERBILLON, 1976; GILLMAN & BELL, 1976; MORAIS et al., 1976; DYNIA & CAMARGO, 1988; ALLEONI & CAMARGO, 1994a; ALLEONI & CAMARGO, 1994b). Os valores mais discrepantes são para o LR1 e LE2 nos quais foram encontrados valores mais altos de PCZES. Em ambos os casos a forte influência do pH do solo na determinação do PCZES parece se fazer sentir.

A maioria dos solos estudados possui baixos teores de bases trocáveis (Quadro 4), com exceção dos LR1, LR2 e LR3 e do LE2. Os primeiros são naturalmente mais férteis, por originarem-se de rochas básicas, o mesmo se dando para o LE2, que é formado a partir de calcário, em ambos os casos possibilitando a formação de solos eutróficos. MOURA FILHO & BUOL (1976) comentam que os microagregados dos Latossolos Roxos do Triângulo Mineiro alteram a difusão de íons, diminuindo a lixiviação de bases destes solos, permitindo que eles permaneçam eutróficos, mesmo diante de longos períodos de intemperismo.

Os teores de fósforo disponível (Quadro 4) foram baixos, o que era de se esperar (MOURA FILHO & BUOL, 1976; RESENDE, 1976). Assim, pode-se observar que exceto para os LR1 e LR3, os outros solos possuem valores bem baixos de P disponível. A presença de valores altos de P disponível nas amostras citadas, deve-se, principalmente, a duas razões: eles são solos originários de rochas básicas, que são ricas em minerais com fósforo em sua estrutura cristalina, ou por motivos antrópicos (adubação), já que são solos cultivados.

Quanto aos outros solos, eles seguem a regra da maioria dos Latossolos, que são distróficos ou álicos, possuindo baixo teor de bases trocáveis e fósforo assimilável e altos teores de alumínio. Este fato também é confirmado pelos dados do Quadro 4, onde se observa que o LU2, os LE1 e LE3, o LB e o LUH, possuem altos teores de saturação de alumínio e baixos teores de saturação de bases. Além destes, o LF possui alta acidez potencial.

Em relação ao fósforo remanescente (Prem), pode-se observar maiores variações (Quadro 4). As amostras dos horizontes A do LR2, LR3 e LF

Quadro 4- Resultados de Fósforo Remanescente (Prem), Fósforo Assimilável (P), Bases Trocáveis (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}), Acidez Trocável (Al^{3+}), Acidez Extraível ($H^+ + Al^{3+}$), Soma de Bases (S), CTC Efetiva (CTCef), CTC Total (T), Saturação de Bases (V) e Saturação de Alumínio (m) das Amostras de Solos Estudadas.

Perfis/Horizontes	Prem	P	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Al^{3+}	$H^+ + Al^{3+}$	S	CTCef	T	V	m
	-----mg/kg-----				-----cmolc ⁺ /kg-----				-----%-----				
LR1/A	5,3	2,2	1,8	0,4	2,0	0,7	0,0	3,3	4,8	4,8	8,0	59,3	0,0
LR1/B	5,8	0,2	0,2	0,4	0,8	0,4	0,0	2,2	1,8	1,8	3,9	44,6	0,0
PT/A	8,2	0,2	0,7	0,2	0,2	0,2	0,5	5,3	1,3	1,8	6,6	19,5	28,9
PT/B	2,0	0,2	0,1	0,1	0,3	0,0	0,0	1,5	0,5	0,5	2,0	24,4	0,0
LB/A	1,3	0,2	1,4	0,3	0,3	0,0	2,1	4,9	2,0	4,1	6,9	29,4	50,8
LB/B	0,1	0,2	0,7	0,3	0,3	0,0	1,0	4,3	1,3	2,3	5,7	23,5	42,0
LE1/A	2,7	0,2	0,3	0,2	0,4	0,0	1,6	6,1	0,9	2,5	7,0	12,4	64,8
LE1/B	1,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	1,2	5,3	0,4	1,6	5,7	6,6	75,7
LU1/A	1,4	0,2	0,5	0,2	0,3	0,0	0,3	5,1	1,0	1,2	6,1	16,0	20,8
LU1/B	0,3	0,2	0,0	0,2	0,3	0,0	0,0	1,8	0,5	0,5	2,3	20,8	0,0
LR2/A	13,0	0,5	1,0	0,2	1,3	0,7	0,3	3,5	3,2	3,5	6,7	47,9	9,0
LR2/B	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,0	0,5	2,6	0,7	1,2	3,3	21,0	43,9
LR3/A	23,8	22,1	11,2	0,3	5,4	0,7	0,0	3,9	17,6	17,6	21,5	82,0	0,0
LR3/B	4,4	0,2	0,2	0,2	2,8	0,5	0,0	0,6	3,7	3,7	4,3	85,4	0,0
LE2/A	2,3	0,2	1,2	0,4	8,8	0,0	0,0	0,6	10,5	10,5	11,1	94,4	0,0
LE2/B	0,2	0,2	0,4	0,3	1,3	0,0	0,0	0,3	1,9	1,9	2,2	87,0	0,0
LV/A	3,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,0	0,5	4,6	1,1	1,5	5,7	18,6	30,0
LV/B	0,3	0,2	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	1,7	0,5	0,5	2,2	23,2	0,0
LE3/A	3,8	0,2	0,8	0,2	0,4	0,2	1,4	8,5	1,5	2,9	10,0	14,7	48,3
LE3/B	1,0	0,2	0,1	0,1	0,3	0,0	0,6	5,2	0,5	1,1	5,7	8,4	57,4
LUH/A	2,5	0,2	0,5	0,3	0,3	0,1	1,8	8,8	1,1	3,0	9,9	11,4	61,9
LUH/AB	1,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,0	1,2	6,1	0,5	1,7	6,5	7,5	70,6
LUH/B	0,3	0,3	0,1	0,2	0,3	0,0	0,0	6,1	0,5	0,5	6,6	7,5	0,0
LU2/A	6,8	0,7	0,5	0,2	0,3	0,0	2,9	10,2	0,9	3,8	11,2	8,5	75,2
LU2/B	0,7	0,2	0,0	0,3	0,3	0,0	0,1	1,7	0,6	0,7	2,3	26,0	13,7
LF/A	11,4	0,4	0,2	0,2	0,6	0,0	0,2	10,6	1,0	1,2	11,5	8,3	17,8
LF/B	5,8	0,4	1,4	0,1	0,6	0,0	0,0	12,4	2,0	2,0	14,4	14,1	0,0

apresentaram maiores teores de fósforo na solução de equilíbrio e amostras do LB, dos LE1, LE2 e LE3, dos LU1 e LU2, do LV e do LUH apresentaram os menores valores. Os valores variaram de praticamente zero, para o LB, até valores próximos a 24,0 mg/kg, para o LR3.

O Fato dos Latossolos Roxos apresentarem valores mais elevados de fósforo disponível, permite concluir que seus sítios de troca já estão parcialmente saturados, por isso eles apresentarem uma menor adsorção de P, permitindo maiores valores de Prem. BACHE & WILLIAMS (1971) observaram que o conteúdo inicial de fósforo no solo afeta o fenômeno de adsorção de P. A menor exposição dos sítios de troca dos LRs e do LF, bem como a baixa capacidade de troca do LF, também podem contribuir para essa menor adsorção de P. MOURA FILHO & BUOL (1976) também observaram esse fenômeno de restrição da difusão de íons, provocada pela estrutura dos microagregados de Latossolos Roxos de Minas Gerais.

Ainda em relação aos valores de Prem, pode-se observar que na maioria dos perfis, os valores de fósforo na solução de equilíbrio foram mais elevados no horizonte A, ou seja, a adsorção é maior no horizonte B, que possui menores teores de matéria orgânica. A ligação entre os colóides minerais e orgânicos faz com que os sítios de troca dos óxidos de ferro e alumínio e da caulinita, que potencialmente adsorveriam o fósforo, sejam ocupados pelos ânions orgânicos, fazendo com que o fósforo não seja adsorvido e permaneça disponível. FONTES et al. (1992) comentam sobre a competição por sítios de troca entre a matéria orgânica e o fosfato, onde a matéria orgânica do solo diminuiu a adsorção de P em solos da Bahia.

De maneira geral os resultados obtidos das análises químicas confirmam a tendência de maior empobrecimento dos Latossolos extensamente observada por outros autores (RESENDE, 1976; CAMARGO et al., 1987; CURI & FRANZMEIER, 1987; KER, 1997). Sendo assim, esses solos, normalmente apresentam-se com grande pobreza química, baixa CTC e saturação de bases e alta saturação de alumínio, sendo a maioria destes solos álicos ou distróficos. A exceção se dá nos quais LRs, para esses solos, o material de origem (basalto) é

favorável ao desenvolvimento de solos relativamente mais férteis. Mesmo assim se observa que o longo período de intemperismo leva a uma grande perda dos cátions trocáveis e um acúmulo relativo de alumínio. A outra exceção é o LE2, originário de calcário, e que por esse motivo tem uma alta saturação de bases, chegando a valores de cálcio trocável na ordem de 8,8 cmolc⁺/kg e pH ligeiramente alcalino.

As maioria das outras amostras estudadas são exemplos de Latossolos típicos com CTC efetiva abaixo de 1,0 cmolc⁺/kg, e saturação de alumínio (m) ultrapassando valores de 70 %.

3.3. Considerações gerais

Os Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3) situam-se na Bacia do Rio Paraná e são solos originários de rochas máficas (basalto). Por esse motivo, possuem altos teores de óxidos de ferro e elementos traços (RESENDE et al., 1995; OLIVEIRA et al., 2001), possibilitando uma melhor fertilidade apesar do estágio avançado de intemperismo. Eles possuem agregados estáveis, graças ao forte efeito agregante dos óxidos de ferro livres (SANTANA & MOURA FILHO, 1978), formando uma estrutura granular fortemente desenvolvida, e concreções que dão a estes solos comportamento de solos mais arenosos conforme já descrito por MOURA FILHO & BUOL (1976).

O Latossolo Bruno é originado de rochas alcalinas do Maciço Alcalino Poços de Caldas, em área de maior altitude, onde ocupa áreas frias e úmidas sujeitas a intensa lixiviação. O Latossolo Bruno, por ser caulínítico, possui estrutura em blocos de grau fraco a moderado, com fendilhamentos e rachaduras ao longo do perfil, induzida, principalmente, pela predominância de caulinita (RODRIGUES, 1984). A estrutura não é tão estável como a estrutura granular dos Latossolos oxídicos, mas apesar disso, é profundo e possui boa drenagem. Apresenta baixa CTC, é pobre em saturação de base e possui alta saturação de alumínio, mesmo na presença de mineral silicatados, do tipo 2:1. Por este solo

ser formado de rochas alcalinas, com altos teores de feldspato e em condições de intensa lixiviação, possibilita a formação de cristais grandes de caulinita.

O Latossolo Ferrífero é originado de itabirito, possui os mais altos teores de hematita na fração argila dos solos estudados. São solos com CTC muito baixa e com acidez potencial extremamente elevada, chegando a $12,4 \text{ cmolc}^+/\text{kg}$. A acidez trocável desses solos é muito baixa, pela falta de sítios de troca, porém apresenta uma baixa saturação de bases e alta saturação de alumínio, confirmando resultados apresentados por CURI & FRANZMEIER (1987). Ele apresenta uma alta quantidade de concreções ferruginosas, que dão a estes solos um comportamento de solos arenosos, reflexo dos altos teores de óxidos de ferro, com alta porosidade e baixa retenção de umidade. O relevo acidentado, em que estes solos estão situados, em conjunto com suas condições físicas e químicas podem ser um limitante em seu uso.

O Latossolo Vermelho-Amarelo e o Plintossolo, situados nas chapadas do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, respectivamente, em áreas deprimidas, são solos originários do retrabalhamento de sedimentos areno-argilosos do Arenito Bauru, que sofrem influência da elevação do lençol freático, havendo uma perda de óxidos de ferro, que possivelmente existiam originalmente. Quimicamente são solos distróficos pela alta taxa de intemperismo, com acidez potencial bastante elevada. As características físicas destes solos são afetadas pelo processo de redução e conseqüente perda dos óxidos de ferro, tornando-os mais duros quando secos, com estrutura fraca e tendendo a blocos, pelo incremento relativo da caulinita em detrimento da perda dos óxidos de ferro livre.

LUH, originário de rochas granítico-gnaíssicas, em regiões de altitudes elevadas da Zona da Mata Mineira. Por estarem em altitudes mais elevadas, a baixa temperatura, junto com o caráter distrófico ou álico extremamente acentuado destes solos, propiciou o acúmulo de matéria orgânica no horizonte A, além de altos teores de carbono, também em profundidades que ultrapassam 1,0 metro (RIBEIRO et al., 1972; KER, 1997). São solos com baixa saturação de bases e saturação de alumínio que ultrapassa 70 % e elevada acidez potencial, principalmente pela presença da matéria orgânica. A estrutura destes solos é

bastante desenvolvida, graças aos altos teores de matéria orgânica, principalmente, uma fração mais humificada, que são importantes agentes cimentantes (ZHANG & HARTGE, 1995). Mesmo em relevo forte ondulado a erosão é baixa, graças a alta porosidade e a alta resistência da estrutura granular, tornando-os bastante permeáveis.

LU1 e LU2 são formados por retrabalhamento de sedimentos areno-argilosos do Arenito Bauru, na região do Alto Paranaíba e por rochas granito-gnaíssicas na Zona da Mata Mineira, respectivamente. São solos mais amarelados, pela predominância de goethita em relação à hematita, que é quase ausente, isto pode ser devido a um clima mais úmido, na época de formação destes óxidos, ou pela presença de altos teores de alumínio, que também favorecem a formação da goethita em detrimento da hematita (RESENDE et al., 1995). Por estarem num estágio mais avançado de intemperismo, apresentam maiores teores de alumínio trocável. Quimicamente são solos semelhantes aos Latossolos Vermelho-Amarelos, com sérias restrições de fertilidade. Fisicamente, possuem uma estrutura granular fortemente desenvolvida, tendo boa porosidade e permeabilidade.

Latossolo Vermelho-Escuro (LE1, LE2 e LE3) são formados por diversos materiais de origem, sedimentos areno-argilosos retrabalhados (LE1), calcário (LE2), ou por rochas graníticas-gnaíssicas mais ricas em ferro (LE3). Suas características químicas são melhores que as dos Latossolos Vermelho-Amarelos e dos Latossolos Variação Una, devido, principalmente, à maior riqueza química do material de origem, sejam materiais calcíferos ou rochas mesocráticas (EMBRAPA, 1982; RESENDE & REZENDE, 1983). Mas o estágio de intemperismo avançado pode igualar suas condições com os Latossolos anteriores. As características físicas desses solos são semelhantes às dos anteriores, com estrutura granular fortemente desenvolvida, boa porosidade e permeabilidade. As restrições são apenas de caráter químico, necessitando de correções.

4. CONCLUSÕES

Os agregados de argila dos Latossolos ricos em óxidos de ferro (Latosolos Roxos e Ferrífero) são difíceis de se dispersar e formam os chamados pseudo siltes e pseudo areias. A análise granulométrica de rotina, em geral, não conseguiu dispersar completamente essas amostras.

A argila dispersa em água foi maior nos horizontes superficiais em relação aos subsuperficiais. Os maiores teores de carbono orgânico, contribuindo para um abaixamento do PCZES nestes horizontes e induzindo uma maior dispersão das argilas nesses horizontes parece ser a maior razão para esse comportamento.

A densidade do solo foi maior nos horizontes superficiais. A fração areia contribuiu para o aumento da densidade do solo, enquanto a fração argila contribuiu para a diminuição. A porosidade total apresentou o mesmo comportamento da densidade do solo, sendo que nos solos que sofreram restrição de drenagem houve uma diminuição da porosidade total.

A retenção de água foi menor nos Latossolos Roxos e Ferrífero, pela presença de concreções e o capeamento de agregados, impedindo que a água penetre nos espaços intragregados. No Plintossolo a retenção de água foi menor pela baixa porosidade total apresentada por este perfil.

A maioria dos solos estudados apresentou pH ácido, com exceção do LE originado de calcário. O Δ pH dos solos foi negativo com exceção dos horizontes B dos LU e LUH. A matéria orgânica é o componente que mais contribui com as cargas negativas e com o abaixamento do PCZES dos solos altamente intemperizados.

Os solos estudados apresentaram baixos teores de bases trocáveis, com exceção para os Latossolos Roxos e o Latossolo Vermelho-Escuro originado de calcário, podendo serem classificados como eutróficos, os outros solos são distróficos ou álicos, apresentando baixa CTC e alta saturação de alumínio.

Os teores de fósforo disponível foram maiores nos Latossolos Roxos. O Prem acompanhou os teores do fósforo disponível, sendo maior nos Latossolos Roxos por apresentarem os seus sítios de troca parcialmente ocupados e o Latossolo Ferrífero, por possuir poucos sítios de troca. Os outros solos apresentaram baixos teores de fósforo disponível e de Prem, apresentando alta capacidade de retenção de fósforo. A matéria orgânica compete com o fósforo pelos sítios de troca, diminuindo sua adsorção nos horizontes superficiais.

A gênese destes solos é caracterizada por uma alta taxa de intemperismo. Alguns aspectos típicos de cada classe são determinados pelo material de origem e o clima, exemplo disso é o basalto, determinando a formação dos Latossolos Roxos. As rochas alcalinas associadas a um clima mais frio, que propicia uma intensa lixiviação, formando o Latossolo Bruno. O clima frio, associado ao extremo distrofismo colabora com o acúmulo de matéria orgânica no Latossolo Húmico. A localização do lençol freático também é um determinante, como é o caso do Latossolo (LV) e do Plintossolo (PT) que sofrem o processo de redução e conseqüente perda de óxidos de ferro.

5. LITERATURA CITADA

- ALLEONI, L.R.F. & CAMARGO, O.A. Modelos de dupla camada difusa de Gouy-Chapman e Stern aplicados a Latossolos Acrícos paulistas. **Sci. Agr.**, 51:315-320, 1994a.
- ALLEONI, L.R.F. & CAMARGO, O.A. Potencial elétrico superficial e carga elétrica líquida de latossolos ácrícos. **R. Bras. Ci. Solo**, 18:181-185, 1994b.
- ALVARENGA, R.C.; CRUZ, J.C. & PACHECO, E.B. Preparo do solo. **Inf. Agropec.**, 13:40-45, 1987.
- ALVAREZ V.; NOVAIS, R.F. de; DIAS, L.E.; OLIVEIRA, J.A. de. Determinação e uso do fósforo remanescente. **B. Inf.**, Soc. Bras. Ci. Solo, Viçosa, v.25:27-32, 2000.
- BACHE, B.W., WILLIAMS, E.G. A phosphate sorption index for soils. **J. Soil Sci.**, 22:289-301, 1971.
- BAYER, C. & MIELNICZUK, J. Características químicas do solo afetadas por métodos de preparo e sistemas de cultura. **R. Bras. Ci. Solo**, 21:105-112, 1997.
- BENITES, V.M. & MENDONÇA, E.S. Propriedades eletroquímicas de um solo eletropositivo influenciadas pela adição de diferentes fontes de matéria orgânica. **R. Bras. Ci. Solo**, 22:215-221, 1998.
- BENNEMA, J. & CAMARGO, M.N. **Segundo esboço parcial de classificação de solos brasileiros: subsídio à IV Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura. Divisão de Pedologia e Fertilidade do Solo. 17p. 1964.

- BRAGA, J.M. & DEFELIPO, B.V. Determinação espectrofotométrica de fósforo em extrato de solo e material vegetal. **Rev. Ceres**, Viçosa, 21:73-85, 1974.
- CAMARGO, M.N. Proposição preliminar de conceituação de latossolos ferríferos. In: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos - EMBRAPA-SNLCS. **Conceituação sumária de algumas classes de solos recém-reconhecidas nos levantamentos e estudos de correlação do SNLCS**. Rio de Janeiro, 1982. p. 29-31. (Circular Técnica, 1).
- CAMARGO, M.N.; KLAMT, E.; KAUFFMAN, J.H. Classificação de solos usada em levantamentos pedológicos no Brasil. **B. Inf.**, Soc. Bras. Ci. Solo, Campinas, v.12:11-33, 1987.
- CARVALHO JÚNIOR, I.A. de. **Estimativas de parâmetros sedimentológicos para estudo de camadas compactadas e/ou adensadas em Latossolo de textura média, sob diferentes usos**. Viçosa, MG: UFV, 1995. 83p. dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1995.
- COSTA, L.M.; MORAIS, E.J.; RIBEIRO, A.C.; FONSECA, S. Cargas elétricas de um Latossolo Vermelho Amarelo com diferentes coberturas florestais. **Rev. Ceres**, 31:351-359, 1984.
- CURI, N. & FRANZMEIER, D.P. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some oxisols in Brazil. **Soil Sci. Soc. of Am. J.** 51:153-158, 1987.
- DONAGEMMA, G.K. **Pré-tratamento na análise textural visando a minimização do pseudo-silte em Latossolos de Minas Gerais**. Viçosa, MG: UFV, 2000. 89p. dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- DYNIA, J.F. & CAMARGO, O.A. Effects of liming, green manuring and phosphate addition on eletrochemical attributes of an Oxisol from Central Brasil. **Comm. Soil. Sci. & Pl. Anal.**, 29:322-327, 1988.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos - SNLCS. Rio de Janeiro, RJ. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade e aptidão agrícola dos solos do Triângulo Mineiro**. 1982. 526p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: 1997. 212p.

- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: SPI, 1999. 412p.
- FERREIRA, M.M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. **R. Bras. Ci. Solo**, 23(3):515-523, 1999.
- FONTES, M.P.F. **Iron oxide mineralogy in some brazilian oxisols**. Raleigh: North Carolina State University, 1988. 175p. Tese (PHD) - North Carolina State University, 1988.
- FONTES, M.P.F. & WEED, S.B. Iron oxides in selected brazilian oxisols: I. Mineralogy. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 55:1143-1149, 1991.
- FONTES, M.P.F.; WEED, S.B.; BOWEN, L.H. Association of microcrystalline goethite and humic acid in some Oxisols from Brazil. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 56:982-990, 1992.
- FONTES, M.P.F.; CAMARGO, O.A.; & SPOSITO, G. Propriedades eletroquímicas de solos altamente intemperizados e sua relação com a mineralogia. **Sci. Agr.**, 2001. (No prelo).
- GALLEZ, A. & HERBILLON, A.J. Surface and charge characteristics of selected soils in the tropics. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 40:601-608, 1976.
- GILLMAN, G.P. & BELL, L.C. Surface charge characteristics of six weathered soils from tropical North Queensland. **Aust. J. Soil Res.**, Victoria, 14:351-360, 1976.
- JUCKSCH, I. **Calagem e dispersão de argila em amostras de um Latossolo Vermelho Escuro**. Viçosa, MG: UFV, 1987. 37p. dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1987.
- KER, J.C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de latossolos do Brasil**. Viçosa, MG. UFV, 1995. 181p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1995.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, 5(1):17-40, 1997.
- LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. SBCS, Campinas, 3ª ed. 1996, 84p.
- MANTOVANI, E.C. Compactação do solo. **Inf. Agropec.** Belo Horizonte, 13:52-55, 1987.

- MARQUES JÚNIOR, J.; CURI, N.; LIMA, J.M. Evolução diferenciada de Latossolo Vermelho-Amarelo e Latossolo Vermelho-Escuro em função da litologia gnáissica na região de lavras (MG). **R. Bras. Ci. Solo**, 16:235-240, 1992.
- MORAIS, F.E.; PAGE, A.L. & LUND, L.J. The effect of pH, salt concentration, and nature of electrolytes on the charge characteristics of Brazilian tropical soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 40:521-527, 1976.
- MOTTA, P.E.F. da. Os solos do Triângulo Mineiro e sua aptidão agrícola. **Inf. Agropec.** Belo Horizonte, 9(105):57-63, 1983.
- MOURA FILHO, W. & BUOL, S.W. Studies of a Latosol Roxo (Eutruxox) in Brazil, Clay Mineralogy. **Experientiae**, Viçosa, MG, 13:218-234. 1972.
- MOURA FILHO, W. & BUOL, S.W. Studies of a Latosol Roxo (Eutruxox) in Brazil: micromorphology effect on ion release. **Experientiae**, Viçosa, MG, 21(8):161-177. 1976.
- OADES, J.M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. **Plant Soil**, 76:319-337, 1984.
- OLIVEIRA, J.B. de; JACOMINE, P.K.T.; CAMARGO, M.N. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento**. (2^a ed). Jaboticabal, FUNEP, 1992. 201p.
- OLIVEIRA, T.S. de; FONTES, M.P.F.; COSTA, L.M. da; HORN, A.H. Relationship between magnetization and trace elements content of brazilian soils from different parent materials. **Soil Sci.** 2001. (Aceito para publicação)
- RAIJ, B. van & PEECH, M. Electrochemical properties of some Oxisols and Alfisols of the tropics. **Soil Sci. Soc. of Am. Proc.**, Madison, 36:587-593. 1972.
- RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the central Plateau of Brazil**. West Lafayette, Purdue University, 1976. 237p. (Tese Ph.D.)
- RESENDE, M.; REZENDE, S.B. de. Levantamento de solos: uma estratificação de ambientes. **Inf. Agropec.** Belo Horizonte, 9(105):3-25, 1983.
- RESENDE, M.; CURI, N.; SANTANA, D.P. **Pedologia e fertilidade do solo: interações e aplicações**. Lavras, ESAL, 1988. 81p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. de; CORRÊA, G.F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Viçosa, NEPUT, 1995. 304p.

- RIBEIRO, A.C.; RESENDE, M.; FERNANDES, B. Latossolos com horizonte subsuperficial escurecido na região de Viçosa. **Rev. Ceres**, 19:280-298, 1972.
- RODRIGUES, T.E. **Caracterização e gênese de Solos Brunos do maciço alcalino de Poços de Caldas (MG)**. Piracicaba, SP. ESALQ. 1984. 255p. (Tese de Doutorado)
- SANTANA, D.P. & MOURA FILHO, W. Estudos de solos do Triângulo Mineiro e de Viçosa: I - Mineralogia. **Experientiae**, Viçosa, MG, 24(6):131-160, 1978.
- ZHANG, H.Q. & HARTGE, K.H. Mechanical properties of soils as influenced by the incorporation of organic matter. In. HARTGE, K.H. & STEWART, B.A. **Soil structure its development and function**. CRC. 1995. 424p.

2- ATRIBUTOS MINERALÓGICOS, CAPACIDADE MÁXIMA DE ADSORÇÃO DE FÓSFORO, PONTO DE CARGA ZERO E A MATÉRIA ORGÂNICA DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS

RESUMO - Com o objetivo de estudar a mineralogia e a matéria orgânica de alguns solos altamente intemperizados de Minas Gerais e relacioná-las com os fenômenos de adsorção de fosfatos e ponto de carga zero por efeito salino, procedeu-se uma caracterização da mineralogia e da matéria orgânica, de materiais dos horizontes A e B, de alguns Latossolos e de um Plintossolo. Utilizando-se a análise de trilha e correlações lineares, fez-se um estudo da interação entre os componentes destas variáveis. De acordo com a caracterização mineralógica, o material de origem influenciou para uma presença consistente da caulinita e foi responsável por grandes variações nos teores de óxidos de ferro e alumínio, enquanto que o ambiente de formação induziu a substituição isomórfica do Fe pelo Al, modificando o comportamento dos óxidos de ferro. Solos com vermiculita com hidroxí entre camadas (VHE) apareceram como consequência de um clima que permite uma intensa lixiviação associado a material de origem rico em minerais aluminosos. Em alguns solos o lençol freático elevado parece a razão mais provável para explicar a presença de óxidos de ferro de pior cristalinidade, ou a ausência quase total dos óxidos de ferro. Com

relação à adsorção de fosfato, a gibbsita exerceu importante influência sobre a capacidade máxima de adsorção de fosfatos dos solos, possivelmente, com maior efeito que os óxidos de ferro. Ferro ligado à matéria orgânica e solos ou horizontes, mais ricos em carbono orgânico, principalmente, na fração humina, favoreceram a formação da goethita. Sobre os teores de hematita, houve uma menor influência das características da matéria orgânica. Solos gibbsíticos parecem coexistir melhor com a presença da goethita em detrimento da presença hematita. As frações humificadas da matéria orgânica, principalmente as mais solúveis, como os ácidos fúlvicos e húmicos, mostraram maior capacidade de ligação com o Fe, que as formas mais lábeis, alterando o comportamento dos óxidos. Isso pareceu aumentar a resistência a oxidação e diminuir a formação daqueles de menor cristalinidades. Os óxidos de Al demonstraram maior capacidade de associação com a matéria orgânica, que os óxidos de ferro. As diversas frações da matéria orgânica dos solos não tiveram comportamentos semelhantes sobre o PCZES do solo. As formas mais lábeis, e as humificadas e menos reativas, tenderam a aumentar o PCZES, enquanto as outras mais reativas e solúveis tenderam a diminuir o PCZES do solo. Os solos mais oxídicos apresentaram o PCZES maior que os caulíníticos.

MINERALOGICAL ATTRIBUTES, MAXIMUM PHOSPHORUS
ADSORPTION CAPACITY, POINT OF ZERO CHARGE AND THE
ORGANIC MATTER OF HIGHLY WEATHERED SOILS OF MINAS
GERAIS STATE

SUMMARY - To study the mineralogy and the organic matter of some highly weathered soils of Minas Gerais State, and relate them to the phenomena of phosphate adsorption and zero point of charge by saline effect (ZPCSE), a characterization of the mineralogy and of the organic matter, from A and B horizons materials, of some Latosols and of one Plintisol was done. Utilizing path analysis and linear correlations, a study of the interaction between the components of these variables was done. According to the mineralogical characterization, the parent material influenced for a constant presence of kaolinite and was responsible for large variations in iron and aluminum oxides contents, while the environment of formation induced the isomorphic substitution of Fe by Al, modifying the iron oxides behavior. Soils with hidroxi interlayer vermiculite (HIV) appeared as a consequence of a climate which permits an intense leaching associated to a parent material rich in aluminous minerals. In some soils the elevated water table seemed the most probable reason to explain the presence of iron oxides of lower crystallinity or the almost total absence of the iron oxides. Concerning to phosphate adsorption, the gibbsite exerted

influence on the maximum phosphate adsorption capacity, possibly, with higher effect than iron oxides. Iron bonding to the organic matter and soils or horizons richer in organic carbon, mainly in the humin favored goethite formation. In terms of hematite, there was a smaller influence of organic matter characteristics. Gibbsite soils were more related to the presence of goethite instead of hematite. The organic matter fractions, mainly the more soluble as the fulvic and humic acids, showed good capacity of bonding to Fe than the most labile forms, changing the oxides behavior. This seemed to increase the resistance to oxidation and to decrease the formation of the oxides of lower crystallinities. Oxides of Al showed greater capacity of association to organic matter than iron oxides. The different fractions of the soil organic matter did not present the same influence on the soil ZPCSE. The most labile and less reactive forms tended to increase, while the most reactive and soluble forms tended to decrease soil ZPCSE. More oxidic soils presented greater PCEZ than the kaolinitic ones.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Mineralogia

Os Latossolos, por natureza, apresentam elevado grau de intemperismo, por isso, a composição mineralógica de suas argilas consiste basicamente de caulinita, gibbsita, goethita e hematita (CARVALHO FILHO, 1989; FONTES & WEED, 1991; RESENDE et al., 1995), com variáveis proporções, de acordo com as condições particulares de formação. Além destes minerais, anatásio, vermiculita com hidróxi entrecamadas e maghemita podem, em alguns casos, serem importantes (CURI, 1983; RODRIGUES, 1984; SANTANA, 1984; FONTES, 1988; KER, 1995). Os Latossolos são ainda caracterizados pela completa ou quase completa ausência de minerais primários facilmente intemperizáveis (BENNEMA & CAMARGO, 1964; RESENDE, 1976; SANTANA, 1984; CAMARGO et al., 1987; CAMARGO et al., 1988; OLIVEIRA et al., 1992).

Apesar de, aparentemente parecer uma mineralogia relativamente simples, esses minerais apresentam grandes diferenças e variabilidades comportamentais dentro de um mesmo grupo analisado. Variabilidades em tamanho de partículas, superfície específica, faces expostas, substituição isomórfica e cristalinidade (SCHWERTMANN & FECHTER, 1984). O que

permite uma variação de comportamentos, bastante distintos, dentro da classe dos Latossolos.

1.1.1. Caulinita

A caulinita faz parte do grupo de minerais de maior frequência na fração argila dos solos do mundo (BESOAIN, 1985) sendo o principal mineral silicatado das argilas dos Latossolos. Ela apresenta baixa CTC e superfície específica e é um mineral não expansivo. Pode apresentar variação na cristalinidade, em função da substituição isomórfica de silício por alumínio, de alumínio por ferro nos octaedros (HERBILLON et al., 1976; MESTDAGH et al., 1980), relacionada com o pedoclima e material de origem. Materiais de origem ricos em óxidos de ferro tornam a caulinita mais desordenada, de pior cristalinidade (BESOAIN, 1985; DIXON, 1989; KER, 1995).

Apesar da sua baixa superfície específica e CTC, a caulinita pode exercer importante influência sobre aspectos de adsorção de fosfato (KER, 1995) e sobre o PCZ dos Latossolos, como observado por FERNANDES (2000). Pode também ser um fator determinante nas propriedades físicas dos Latossolos, solos mais cauliniticos favorecem a formação de estrutura em blocos, são mais densos e possuem agregados menos estáveis (FERREIRA et al., 1999a,b).

1.1.2. Gibbsita

A gibbsita é o principal óxido de alumínio dos Latossolos (RESENDE, 1976; MOURA FILHO & BUOL, 1972; CURI, 1983; RODRIGUES, 1984; HSU, 1989; FONTES & WEED, 1991; RESENDE et al., 1995; KER, 1995; NETTO, 1996). É um óxido comum nos solos e em depósitos de bauxita (HSU, 1989). Pode-se originar de um processo rápido de intemperismo dos aluminossilicatos, ou por um intemperismo longo e intenso, envolvendo inclusive a perda de sílica pela caulinita. Em ambas as situações há uma perda grande de sílica e bases da solução, com drenagem desimpedida (RODRIGUES, 1984;

SILVA, 1985; HSU, 1989). Nos Latossolos a presença da gibbsita encontra-se relacionada com o intemperismo intenso, favorecido pelas altas temperaturas, drenagem livre, ou circulação intensa de água, permitindo a saída de sílica e bases do sistema (KER, 1995).

Esta condição de formação da gibbsita, é a descrição clara das condições de formação dos Latossolos brasileiros, tornando-a um importante constituinte mineralógico de fração argila dos Latossolos. Ela pode exercer importante influência sobre fenômenos do solo, como adsorção de fosfato (KER, 1995; BOGNOLA, 1995; MESQUITA FILHO & TORRENT, 1993; FONTES & WEED, 1996) e propriedade física dos solos (FERREIRA et al., 1999a,b).

1.1.3. Óxidos de ferro

Os principais óxidos de ferro encontrados na fração argila dos Latossolos são comumente a hematita e a goethita (RESENDE, 1976; FONTES, 1988; KER, 1995), mas ainda se fazem presentes lepidocrocita, maghemita e ferridrita dependendo das condições pedogenéticas. Normalmente esses óxidos ocorrem dispersos no solo, na forma de partículas finas, com cristalinidade variada, ou capeando outros minerais ou formando complexos com a matéria orgânica (OADES, 1963; KÄMPF, 1988; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989).

Eles influenciam diversas propriedades dos solos, como cor, agregação, adsorção de fósforo, CTC, superfície específica etc. Podem associar-se com caulinita e gibbsita, formando agregados, cimentando-os, podendo comportar-se como grãos de areia e afetam também a associação com micronutrientes e metais pesados (BESOAIN, 1985; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; FONTES, 1992; KER, 1995). Portanto os óxidos de ferro podem conferir aos solos propriedades desejáveis, como maior permeabilidade da água, maior resistência a erosão, porém, podem afetar a retenção de ânions, sendo uma característica desfavorável.

1.2. Adsorção de fosfato

O estudo da adsorção de fosfato é, ainda, importante para os Latossolos, reconhecidamente, solos com grande capacidade de fixação de fósforo. Sabe-se que o comportamento entre os diversos Latossolos, é diferenciado, influenciado pela mineralogia das argilas, sobretudo pela presença dos óxidos de ferro e alumínio (RESENDE, 1976; BAHIA FILHO et al., 1983; MESQUITA FILHO & TORRENT, 1993; KER, 1995; FONTES & WEED, 1996; KER et al., 1996; NETTO, 1996). Todos esses autores comentam ainda que há necessidade de intensificar os trabalhos que relacionam a adsorção de fosfato com a mineralogia dos solos brasileiros.

A mineralogia é determinante na adsorção de fosfato em solos, sendo que, nos Latossolos, os óxidos de Fe e Al são os principais componentes envolvidos responsáveis por este fenômeno. Esta adsorção é creditada aos grupos OH, presentes na superfície destes óxidos (PARFITT, 1978; FONTES & WEED, 1996; NOVAIS & SMYTH, 1999).

Segundo alguns autores goethita tem maior capacidade de adsorção de fosfato que a hematita (BAHIA FILHO et al., 1983; CURI & FRANZMEIER, 1984) e assim, solos mais amarelados, portanto goethíticos, seriam mais fixadores que os hematíticos. RESENDE (1976) não observou diferenças significativas de adsorção de fosfatos, entre hematita e goethita e para KER et al. (1996) ainda há divergência a respeito de qual óxido é mais eficiente na adsorção.

Nos Latossolos, além dos óxidos de ferro, a gibbsita, a caulinita e a VHE também tem sido consideradas como responsáveis pela adsorção de fosfato. FERNANDES (2000) observou que a gibbsita foi determinante na adsorção de fosfatos em Latossolos brasileiros. CURI & FRANZMEIER (1984); KER (1995); FONTES & WEED (1996) relatam a importância da gibbsita e outros óxidos de Al neste fenômeno.

A matéria orgânica pode ter uma participação efetiva na adsorção de fosfato no solo, podendo competir por sítios de adsorção, neste caso, diminuindo

a adsorção específica de fosfato do solo, ou afetando a cristalinidade dos óxidos, e de forma indireta, aumentando a capacidade de adsorção dos solos, através de um aumento dos sítios de troca, pela diminuição da cristalinidade dos óxidos de ferro. MELLO et al. (1998) destacam que a matéria orgânica é um importante fator para descrever a mobilidade de fósforo nos solos.

1.3. Matéria orgânica

O conteúdo de carbono no solo é pequeno quando comparado ao carbono total contido nos oceanos e sedimentos. Apesar disso, o carbono presente na matéria orgânica do solo é tido como o mais abundante quando se considera o ciclo global do carbono, excedendo o conteúdo da atmosfera e da biomassa terrestre. Isto porque são estes os compartimentos em que o carbono está prontamente disponível para participar do ciclo global (STEVENSON, 1986).

PACHECO & HELENE (1990) ressaltam que grande parte do carbono, na maioria dos ecossistemas, está estocada nos solos e não na vegetação. SALOMÃO et al. (1996), evidenciou que a acumulação de biomassa em ecossistemas é inversamente proporcional à intensidade de uso do solo. Isto ilustra a importância que deve ser dada ao uso e manejo do solo. Para isso faz-se necessário um conhecimento profundo das interações do carbono orgânico com as frações minerais do solo.

É bem estabelecido que a fração mineral, especificamente a fração argila dos solos, tem um importante papel na estabilização da matéria orgânica do solo. TURCHENEK & OADES (1979) constataram que 37 a 48 % do carbono orgânico de alguns solos encontravam-se na fração argila. SCHULTEN & LEINWEBER (1993) concluíram que diferentes níveis de energia termal são requeridas para liberação da matéria orgânica do solo, de acordo com o tamanho das frações a ela associada. Alta energia é requerida para liberar substâncias húmicas da argila e menor que aquela é requerida para liberação de substâncias ligadas à fração silte, já que esta fração possui uma menor quantidade de sítios de ligações que a argila.

MARTIN & HAIDER (1975), em revisão sobre o assunto, observaram que são vários os estudos que avaliam o comportamento da matéria orgânica do solo com argilas de alta capacidade de troca, concluindo que solos com este tipo de argila retêm mais carbono, mas pouco é sabido e estudado em relação à retenção de carbono pelas argilas predominantes em solos tropicais. Há indicações de que as superfícies oxídicas extensas conduzem a maiores conteúdos de matéria orgânica, bem como maiores teores de materiais com grupos alifáticos e carboxílicos, em relação a outros minerais de argila comum nas condições tropicais quentes e úmidas (OADES, 1989).

Em seus estudos, OADES (1989) destacou que os óxidos cristalinos possuem menos matéria orgânica associada do que os óxidos de menor cristalinidade e quanto maior o teor de carbono orgânico no solo, maior a relação Fe oxalato/Fe ditionito. SCHWERTMANN (1966) observou que a matéria orgânica é um dos principais constituintes dos solos, que inibem a cristalinidade dos óxidos de ferro. Estas informações contribuem para enfatizar a importância das relações organo-minerais em solos brasileiros, seja na sua gênese ou no seu comportamento frente ao uso agrícola.

A presença dos óxidos de Fe e Al nos solos tropicais muda completamente o comportamento dos colóides e ressalta sua importância em relação aos solos de carga permanente. Nesses últimos, o papel dos óxidos é secundário, quando comparado aos silicatos do tipo 2:1, no que tange à formação de complexos organo-minerais. Além disso, os poucos estudos de matéria orgânica em solos tropicais, dão pouca importância a fração mineralógica dos solos como CERRI et al. (1996), por exemplo, que afirmam que a matéria orgânica está fortemente relacionada a dois fatores apenas: a textura do solo e o clima. Embora estes sejam fatores importantes, não há dúvida que a mineralogia da fração argila, pode ser importante nos estudos do comportamento do carbono orgânico nos solos tropicais de carga variável.

Para KALBITZ et al. (2000) na solução do solo há o carbono orgânico dissolvido, originado das plantas, húmus e biomassa microbiana. Somente uma pequena parte deste carbono é composto de substâncias pequenas, como ácidos

orgânicos açúcares e aminoácidos, a maior parte é composta por substâncias de alto peso molecular, as substâncias húmicas. Similar ao húmus do solo, a matéria orgânica dissolvida é complexa, formada por um conjunto de moléculas de diferentes tamanhos e estrutura. Ela tem um controle sobre a formação dos solos, como o intemperismo dos minerais (KALBITZ et al., 2000). RAULUND-RASMUSSEN et al. (1998) comentam que compostos orgânicos, como os ácidos carboxílicos, podem acelerar a dissolução dos minerais, principalmente minerais de rochas máficas, em relação às rochas félsicas.

1.4. Ponto de carga zero por efeito salino (PCZES)

O estudo das cargas elétricas das partículas coloidais é de fundamental importância sobre o entendimento de diversos fenômenos físico-químicos que ocorrem nos solos (RAIJ & PEECH, 1972; FONTES et al., 2001). Dentro desse contexto, o ponto de carga zero (PCZ) é uma das mais importantes propriedades elétricas do solo.

A maioria das propriedades dos Latossolos: acidez, CTC, adsorção de P (FONTES & WEED, 1996) e dispersão e floculação de colóides (FONTES et al., 1995), está ligada direta ou indiretamente ao desenvolvimento e balanço de cargas elétricas na superfície das partículas que compõem seu sistema coloidal, o que torna seu estudo importante.

Os óxidos de ferro, hematita e goethita, apresentam PCZ variando entre 7 e 9 (BESOAIN, 1985; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989) ao passo que os óxidos de alumínio têm PCZ em torno de 8 e 9,2, mas, mas com uma certa divergência em torno desses valores (FONTES et al., 2001). As argilas aluminossilicatadas possuem PCZs mais baixos que os óxidos. De acordo com DIXON (1989) o PCZES da caulinita gira em torno de 4. A matéria orgânica humificada possui importante influência sobre o PCZ do solo e por ter uma grande superfície específica e uma alta densidade de cargas negativas, ela possui boa capacidade de abaixar o PCZ dos solos (NETTO, 1996).

Na determinação do PCZ de solos com carga variável, a metodologia normalmente utilizada é a da adição de ácidos e bases fortes sob diferentes concentrações de eletrólitos na solução, de acordo com RAIJ & PEECH (1972).. Existem divergências quanto à terminologia a ser empregada mas de acordo com (FONTES et al., 2001), a interceptação destas diferentes curvas determina o PCZES, ou seja, ponto de carga zero por efeito salino, que será a terminologia utilizada daqui por diante nesse trabalho.

O objetivo deste capítulo foi caracterizar a fração mineralógica e da matéria orgânica dos Latossolos e Plintossolo selecionados e estudar suas interações e suas influências sobre a adsorção do fósforo e sobre o ponto de carga zero por efeito salino.

2. MATERIAL E MÉTODOS

Foram utilizadas, para as análises, vinte e sete amostras de TFSA, correspondentes aos horizontes A e B de doze Latossolos e de um Plintossolo, além do horizonte A/B de um Latossolo Variação Una Húmico.

2.1. Remoção da matéria orgânica e separação das frações

Primeiramente, promoveu-se a remoção da matéria orgânica, na TFSA, para facilitar a separação das frações e melhorar a caracterização mineralógica. Para isso, usou-se 50 mL de hipoclorito de sódio em banho-maria a 60° C, por 30 minutos, centrifugando-se a 2000 rpm por 5 minutos e eliminando o sobrenadante. Este procedimento foi repetido três vezes.

Após a eliminação da matéria orgânica, promoveu-se a separação das frações, sendo que a fração areia foi retida em peneira de 0,05 mm e as frações silte e argila por diferença na velocidade de sedimentação, seguindo a lei de Stockes.

2.2. Análises Químicas

2.2.1. Determinação de Fe e Al extraídos por citrato ditionito

Pesou-se 0,1 g de argila em tubos de 50 mL, adicionou-se 10 mL de citrato de sódio 0,2 mol/L e 500 mg de ditionito de sódio em pó. Os tubos foram agitados levemente em banho-maria (50° C) por 30 minutos, e, em seguida centrifugados e o sobrenadante colocado em balão volumétrico de 50 mL. Repetiu-se a extração por mais quatro vezes, perfazendo um total de 5 extrações, conforme COFFIN (1963). Os teores de Fe e Al nos extratos foram determinados por espectroscopia de absorção atômica. Para este último elemento, acrescentou-se no extrato uma solução de KCl para que a concentração de K permanecesse em torno de 2000 mg/L nos extratos, afim de que o Al não fosse ionizado.

A argila desferrificada foi guardada para análises posteriores (ATD e difração de raios-X). Para tanto, adicionou-se 10 mL de $MgCl_2$ (0,5 mol/L), centrifugou-se e descartou-se o sobrenadante, repetindo este procedimento por duas vezes. As amostras foram lavadas duas vezes com álcool etílico 60 % e secas em estufa a 60° C.

2.2.2. Determinação de Fe e Al extraídos por oxalato de amônio

De acordo com McKEAGUE & DAY (1966), pesou-se 0,2 g de argila em tubos de centrífuga opacos (extração no escuro), adicionou-se 10 mL da solução de Tamm (oxalato ácido de amônio 0,2 mol/L, pH 3,0). Os tubos foram agitados por 2 horas e após centrifugação, o extrato foi transferido para recipiente, onde o Fe e Al foram determinados da mesma forma que para o citrato-ditionito.

2.2.3. Cálculo da substituição isomórfica de Fe por Al

A substituição isomórfica de Fe por Al nos óxidos cristalinos de ferro, foi calculada utilizando-se da seguinte fórmula (FONTES, 1988):

$$Al_{sub} = \frac{[(Al_{est}/27) \times 100]}{[(Al_{est}/27) + (Fe_{c}/56)]} \quad \text{em que:}$$

Fe cristalino (Fe_c) = (Fe_d - Fe_o)

Al estrutural (Al_{est}) = (Al_d - Al_o)

27 = Peso molecular do Al

56 = Peso molecular do Fe

2.2.4. Determinação de Fe e Al extraídos por pirofosfato de sódio

O Al e Fe foram determinados por espectroscopia de absorção atômica, no extrato obtido após contato de 1,0 g de TFSA, misturada com 100 mL de solução de pirofosfato de sódio ($Na_4P_2O_7$) 0,1 mol/L, pH 10,0. Após, fez-se uma agitação por 16 horas em agitador horizontal com 200 oscilações por minuto e centrifugação a 3000 rpm por 5 minutos (Van Reeuwijk, 1987), citado por SCHWERTMANN & TAYLOR (1989).

2.2.5. Ataque sulfúrico

Foi feita a extração de sílicio, alumínio, ferro, fósforo e titânio, nas amostras de TFSA, aquecendo-as até a fervura com H_2SO_4 1:1 (Volume:Volume), sob refluxo. Após o resfriamento e diluição, promoveu-se a filtragem. No filtrado, determinaram-se os teores de Fe, P, Al, e Ti e no resíduo o de Si (EMBRAPA, 1997). Os resultados foram convertidos para a forma de óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 e TiO_2).

As relações moleculares K_i , K_r e Al_2O_3/Fe_2O_3 foram calculadas de acordo com EMBRAPA (1997), através das fórmulas:

$$K_i = \frac{(\%SiO_2 \times 1,7)}{\%Al_2O_3}$$

$$K_r = \frac{(\%SiO_2 \times 1,7)}{[\%Al_2O_3 + (\%Fe_2O_3 \times 0,64)]}$$

$$Al_2O_3/Fe_2O_3 = \frac{(\%Al_2O_3 \times 1,57)}{\%Fe_2O_3}$$

2.2.6. Capacidade máxima de adsorção de fosfato (CMAF)

Após a classificação das amostras dos solos em classes de adsorção de P, pela metodologia do fósforo remanescente (PREM), de acordo com ALVAREZ V. et al., (2000), para a determinação das dosagens de fósforo sob a forma de KH_2PO_4 . Tomaram-se 2,5 cm³ de TFSA em tubos, acrescentou-se 25 mL das soluções de $CaCl_2$ 0,01 mol/L com crescentes concentrações de P e agitou-se por 24 horas. Posteriormente a solução foi centrifugada e filtrada, fez-se as diluições necessárias e a dosagem foi feita de acordo com BRAGA & DEFELIPO (1974). O fósforo adsorvido foi considerado como a diferença entre a concentração inicial e a final determinada no sobrenadante. A CMAF foi calculada através da isoterma de Langmuir, em sua forma linearizada (OLSEN & WATANABE, 1957).

2.3. Análises Mineralógicas

2.3.1. Difractometria de Raios-X

Realizada na fração areia triturada utilizando-se lâminas de vidro escavadas, aderindo-a na lâmina com cola plástica, amostras em pó. Para algumas amostras ricas em óxidos de ferro, por exemplo, os Latossolos Roxos e Ferrífero, fez-se também a separação magnética e a montagem das lâminas da areia magnética e não magnética.

O silte e a argila (natural e desferrificada) foram montadas em lâminas de vidro planas e lisas, orientando o material umedecido pelo esfregaço de uma lâmina com outra.

Após secagem à temperatura ambiente, as lâminas foram irradiadas de 4 a 55° 2 θ , em difratômetro de Raios-X com tubo de ferro e filtro de manganês, utilizando-se uma diferença de potencial de 40 kV e uma corrente de 30 mA em aparelho Rigaku Geigerflex.

2.3.2. Alocação de minerais

Utilizando algumas características dos solos estudadas, como cor, dados do ataque sulfúrico e difratogramas de raios-X, fez-se a semiquantificação dos minerais da fração argila (RESENDE et al., 1987), utilizando o software ALOCA (MOURA FILHO et al., 1995).

2.4. Caracterização da matéria orgânica

2.4.1. Matéria orgânica leve (MOL)

Após agitação de 10 g de TFSA com água em coqueteleira durante 10 minutos, o extrato foi passado em peneira de 0,105 mm e depois, através de flotação em água, separou-se a matéria orgânica leve (MOL) do resto do solo. Após a separação, o material foi seco em estufa a 60° C e posteriormente pesado, (CHRISTENSEN, 1992).

2.4.2. Carbono solúvel em água (CSA)

Agitaram-se 10 g de TFSA em agitador horizontal com 20 mL de água destilada, em erlenmeyer de 125 mL, por 15 minutos. Posteriormente a solução foi passada em papel de filtro lento e quando necessário centrifugaram-se os extratos para separar sedimentos dispersos, de acordo com NELSON &

SOMMERS (1982). A leitura do carbono foi feita por método colorimétrico (BARTLETT & ROSS, 1988), onde misturou-se 2,5 mL do filtrado, 2,5 mL de água destilada, 2,5 mL de reagente de trabalho e 2,5 mL de ácido sulfúrico, obtendo-se um volume final de 10 mL.

O reagente de trabalho (RT) foi composto de 100 mL de água, 75 mL de $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ 0,1 mol/L, 11,5 mL H_2SO_4 0,5 mol/L, 5 mL de KMnO_4 0,1 mol/L. Os reagentes foram misturados, após, colocou-se 20 mL de MnSO_4 0,1 mol/L e completou-se o volume para 250 mL com água destilada. As amostras preparadas foram submetidas a repouso por 18 horas. A curva foi montada na faixa de 0 a 0,2 mM de carbono (6 pontos) com ácido oxálico. A leitura da absorbância foi realizada em espectrofotômetro a 495 nm.

2.4.3. Carbono orgânico total (COT)

Utilizou-se o processo de Walkley-Black, de acordo com JACKSON (1958). Para tanto, pesaram-se 0,5 g de TFSA triturada e passada em peneira de 0,105 mm, colocou-se 10 mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 1N, 20 mL de H_2SO_4 e posteriormente a amostra foi aquecida por 30 minutos a 130° C em bloco digestor. Passou-se a solução para erlenmeyer, adicionou-se 50 mL de água, 2,5 mL de H_3PO_4 , 0,2 g de NaF e 3 gotas de ferroin (ortofenantrolina e sulfato ferroso). O material foi titulado com sulfato ferroso amoniacal 0,5 N.

2.4.4. Fracionamento da matéria orgânica

Seguiu-se o método baseado na solubilidade diferenciada em ácido e base, dos ácidos húmicos-AH (solúveis em meio básico), ácidos fúlvicos-AF (solúveis em meio ácido e básico) e humina-HUM (insolúveis em meio básico e ácido), de acordo com KONONOVA et al., (1966). Foi pesado 1 g de TFSA, adicionou-se 10 mL de NaOH 0,1 N, deixando em repouso por 24 horas. Após, o material foi centrifugado a 3000 rpm por 20 minutos. Repetiu-se o procedimento, com 9 mL de NaOH, em intervalos de 1 hora, por 3 vezes. O sobrenadante foi

colocado em tubo e o precipitado obtido, humina, foi seco em estufa, pesado e determinado o carbono pelo Walkley-Black, usando aquecimento externo (descrito no método anterior). O sobrenadante teve o pH corrigido, com o auxílio de HCl 1 N, para 2,0. Após 18 horas de repouso, centrifugou-se, separando o sobrenadante (ácido fúlvico) do precipitado (ácido húmico), determinou-se o carbono, das frações, pelo método Walkley-Black sem aquecimento.

2.4.5. Carbono lábil (CLAB)

De acordo com BLAIR et al. (1995) tomou-se uma alíquota de 1g de TFSA, colocou-a em vidros de 30 mL, adicionou-se 25 mL de KMnO_4 0,333 mol/L, agitando por 1 h. Após isso, o material foi centrifugado a 3000 rpm por 10 minutos. Retirou-se uma alíquota de 1 mL do sobrenadante que foi diluída em balão de 250 mL e a absorvância foi determinada em espectrofotômetro a 565 nm. A curva foi feita com padrão de KMnO_4 , no intervalo de 0,300 a 0,333 mol/L. O cálculo do carbono lábil considerou que 1 mL de KMnO_4 é consumido na oxidação de 0,75 mmol de C (9 mg de C).

2.4.6. Fator de labilidade (FL)

Para o cálculo do fator de labilidade, utilizou-se da seguinte fórmula:

$$FL = \frac{(\text{CLAB} \times 100)}{\text{COT}} \quad \text{onde,}$$

FL: Fator de labilidade

CLAB: Carbono lábil

COT: Carbono orgânico total

2.5. Análises estatísticas

Para avaliação dos resultados obtidos, utilizou-se da Correlação de Pearson e da análise de trilha (técnica multivariada), com o auxílio do software SAEG 5.0 (1993) (Sistema de Análise Estatísticas e Genéticas), desenvolvido pela Universidade Federal de Viçosa.

Utilizou-se níveis de significância de 1 e 5 %. Para eliminar colinearidades, considerou-se como limite um coeficiente de correlação de 0,80, entre as variáveis explicativas, eliminando-se a variável com menor efeito direto ou total com as variáveis dependentes. Também foram eliminadas as variáveis explicativas que apresentaram efeitos diretos e totais com níveis de significância maior que 10,0 %, já que o número de variáveis explicativas era muito grande, dificultando a interpretação dos quadros de resultados. Para os quadros maiores, foram fixados os valores de significância apenas para os efeitos diretos e totais.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Características mineralógicas

3.1.1. Fe extraído por ditionito e por oxalato

O teor de Fe extraído pelo ditionito é uma fase operacional que dá uma idéia bastante aproximada da quantidade de óxidos de Fe secundários que o solo possui. Pelos resultados apresentados no Quadro 1 pode-se observar que há uma grande variação entre solos, quanto às cinco extrações sucessivas de ferro, pelo ditionito-citrato (Fed). Os maiores valores, de acordo com o esperado, foram encontrados no Latossolo Ferrífero, nos Latossolos Roxos, Latossolos Vermelho-Escuros, e os menores para o Plintossolo, o Latossolo Bruno, os Latossolos Variação Una e o Latossolo Vermelho-Amarelo.

Com esses resultados pode-se calcular o percentual de Fed solubilizado na 1^a extração ter-se uma idéia da taxa de extração do óxidos de Fe pelo ditionito. Os menores valores da primeira extração significam uma maior dificuldade na extração dos óxidos e mostram que os solos LU1 (Latossolo Variação Una), LV (Latossolo Vermelho-Amarelo) e LF (Latossolo Ferrífero), apresentam os menores valores. Para os outros Latossolos, este valor ficou consistentemente acima de 70,0 %. Esta dificuldade mais acentuada em alguns solos, pode ser

QUADRO 1- Resultados das Extrações de Ferro pelo Ditionito-Citrato (Fed), pelo Oxalato de Amônio (Feo), Percentagem da Primeira Extração de Ferro, em relação à Total (Fed1T), a Relação Ferro Oxalato/Ferro Ditionito (Feo/Fed) e Ferro Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Fep) nas Amostras de Argilas dos Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	-----Extrações de Fed (dag kg ⁻¹)-----					Fed1T %	Fed1T %	Feo dag kg ⁻¹	Feo/Fed	Fep dag kg ⁻¹
	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	Total				
LR1/A	10,71	3,01	0,53	0,11	0,03	14,39	74,4	0,30	0,02	0,51
LR1/B	12,34	3,17	0,59	0,09	0,03	16,22	76,1	0,34	0,02	0,61
PT/A	0,64	0,06	0,04	0,02	0,01	0,77	83,1	0,09	0,12	0,40
PT/B	0,37	0,00	0,02	0,01	0,01	0,41	90,2	0,06	0,15	0,48
LB/A	2,50	0,33	0,07	0,03	0,01	2,94	85,0	0,12	0,05	0,42
LB/B	2,55	0,39	0,08	0,03	0,01	3,06	83,3	0,08	0,03	0,46
LE1/A	6,63	1,11	0,31	0,08	0,03	8,16	81,3	0,23	0,03	0,41
LE1/B	6,11	1,65	0,30	0,09	0,04	8,19	74,6	0,12	0,01	0,42
LU1/A	3,90	2,17	1,09	0,68	0,34	8,18	47,7	0,17	0,02	0,41
LU1/B	3,61	2,18	1,22	0,82	0,47	8,30	43,5	0,10	0,01	0,52
LR2/A	11,85	2,26	0,36	0,09	0,03	14,59	81,2	0,30	0,02	0,46
LR2/B	12,19	1,59	0,31	0,10	0,04	14,23	85,7	0,28	0,02	0,43
LR3/A	13,05	1,34	0,25	0,05	0,02	14,71	88,7	0,27	0,02	0,45
LR3/B	12,60	1,85	0,18	0,04	0,02	14,69	85,8	0,21	0,01	0,51
LE2/A	7,96	1,53	0,27	0,11	0,06	9,93	80,2	0,31	0,03	0,75
LE2/B	7,72	1,45	0,49	0,25	0,16	10,07	76,7	0,21	0,02	0,70
LV/A	1,83	0,83	0,24	0,16	0,09	3,15	58,1	0,11	0,04	0,41
LV/B	1,86	0,51	0,23	0,16	0,09	2,85	65,3	0,05	0,02	0,51
LE3/A	10,46	1,88	0,77	0,17	0,04	13,32	78,5	0,37	0,03	0,42
LE3/B	9,46	2,65	0,96	0,24	0,07	13,38	70,7	0,25	0,02	0,42
LUH/A	6,44	1,57	0,36	0,11	0,03	8,51	75,7	0,34	0,04	0,41
LUH/AB	6,26	1,63	0,46	0,16	0,05	8,56	73,1	0,26	0,03	0,43
LUH/B	6,83	1,60	0,40	0,15	0,03	9,01	75,8	0,08	0,01	0,53
LU2/A	5,81	0,85	0,42	0,11	0,05	7,24	80,2	0,34	0,05	0,31
LU2/B	6,09	1,34	0,44	0,15	0,05	8,07	75,5	0,08	0,01	0,50
LF/A	18,88	19,74	7,23	1,75	0,46	48,06	39,3	0,91	0,02	0,46
LF/B	19,45	17,74	7,33	1,79	0,55	46,86	41,5	0,87	0,02	0,49

devido a alguma proteção física destes óxidos ou por uma alta cristalinidade ou por uma maior substituição isomórfica do Al, em todos esses casos, refletindo numa maior resistência a destruição de sua estrutura para a extração do ferro. No caso do Latossolo Ferrífero, a pequena quantidade de ditionito em relação à quantidade de ferro existente, parece ser a causa da menor extração do Fe. Para o Latossolo Variação Una, o Latossolo Vermelho-Amarelo e o Plintossolo, a goethita certamente deve estar ditando este comportamento, já que alguns autores (TORRENT et al., 1987; FONTES, 1988; FONTES & WEED, 1991), evidenciam uma maior efetividade de extração de ferro da hematita pelo ditionito, em relação à goethita. Nesse estudo, porém, não houve correlação significativa entre os teores de goethita de todos os solos estudados e Fed1T, mas houve correlação significativa a 1% e negativa (-0,5253), com os teores de hematita. MACEDO & BRYANT (1989) observaram a destruição preferencial, pelos microrganismos, da hematita em relação à goethita, demonstrando a maior resistência à redução deste último óxido, comparado com o primeiro.

A extração do Fe pelo oxalato de amônio em meio ácido permite se fazer inferências com relação à presença de óxidos de Fe de baixa cristalinidade. Assim, observa-se valores de Feo (Quadro 1) variando de 0,06 dag/kg, para a amostra PT (Plintossolo), até 0,91 dag/kg, para a amostra LF (Latosolo Ferrífero). Observa-se, exceto para a amostra LR1, que, consistentemente, os valores de Feo nos horizontes superiores (A) são maiores que nos horizontes subsuperficiais (B) confirmando a influência da matéria orgânica na indução de formação de óxidos de ferro de menor cristalinidade (SCHWERTMANN, 1966; KÄMPF & SCHWERTMANN, 1983; MACEDO & BRYANT, 1987; FONTES, 1988; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; OADES, 1989). Observa-se que na maioria dos solos os valores da relação Feo/Fed estão em torno de 0,01 a 0,05 (Quadro 1), indicando o predomínio de formas mais cristalinas dos óxidos de ferro (KÄMPF et al., 1988; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989). A exceção fica para a amostra PT (Plintossolo), que apresenta valores de 0,12 e 0,15, para os horizontes A e B, respectivamente, denotando uma presença mais expressiva

de formas amorfas de óxido de ferro, resultado da influência do hidromorfismo neste solo.

Analisando-se conjuntamente os valores de Fed, Feo e sua relação observa-se que o Plintossolo (PT) caracterizou-se pelos valores muito baixos dos teores de Fed. Por outro lado, o Fe de baixa cristalinidade é maior, chegando a ter uma relação Feo/Fed dez vezes maior, comparando aos outros solos. A explicação para este fato está no ambiente atual destes solos, que estão situados em planos rebaixados, sujeitos a inundações, possibilitando condições hidromórficas, o que leva a uma diminuição dos óxidos de ferro cristalinos (KÄMPF & SCHWERTMANN, 1983; CURI & FRANZMEIER, 1984; MACEDO & BRYANT, 1987), aumentando a solubilidade e promovendo uma saída parcial do elemento Fe deste ambiente. O PT está em condição de maior redução que o LV.

O Latossolo Bruno (LB) e o Latossolo Vermelho-Amarelo apresentam os teores de Fe livre baixos, na faixa de 3,0 dag/kg. Além disso, os teores de ferro de menor cristalinidade também são baixos, mantendo a relação Feo/Fed baixa, ou seja, a maior parte do ferro presente neste solo é composto de óxidos cristalinos. A diferença entre eles se encontra na dissolução dos óxidos de Fe pela extração com o ditionito. No LV a porcentagem de remoção do Fe foi em torno de 60 % indicando uma maior dificuldade de extração ao passo que no LB de 83 a 95% deste ferro foi recuperado na primeira extração. Como eles são ambos solos goethíticos e com, aparentemente, semelhantes substituições isomórficas, permanece por explicar esse comportamento tão diferente.

Os Latossolos Variação Una (LU1 e LU2) e o Variação Una Húmico (LUH) apresentaram valores totais de ferro livre, na faixa de 8,0 dag/kg (Quadro 1). O ferro de baixa cristalinidade para a amostra LU1 mostrou valores baixos, propiciando uma baixa relação Feo/Fed, indicando uma maciça presença de óxidos cristalinos. Já para a amostra LU2 e LUH os valores do ferro de baixa cristalinidade foram um pouco maiores no horizonte superficial, permitindo uma maior relação Feo/Fed na ordem de 0,05. Esta presença de óxidos de menor cristalinidade pode estar relacionada com maiores teores de matéria orgânica

(SCHWERTMANN, 1966; KÄMPF & SCHWERTMANN, 1983; CURI & FRANZMEIER, 1984; MACEDO & BRYANT, 1987; FONTES, 1988; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; OADES, 1989), presente neste horizonte.

Um aspecto a ser chamado a atenção, é a recuperação do Fe na primeira extração para a amostra LU1, que foi menor que 50 %, indicando uma certa dificuldade na extração dos óxidos de ferro livre. A causa para isso, de acordo com FONTES & WEED (1991), pode estar no fato deste solo ser predominantemente goethítico e a goethita ser altamente substituída de Al. As outras amostras (LU2 e LUH) tiveram a recuperação entre 73 e 80 %, possivelmente por apresentarem goethitas com menores teores de substituição.

Os Latossolos Vermelho-Escuros (LE1, LE2 e LE3), são solos com teores intermediários de ferro livre cujos valores variaram de 8,2 dag/kg a 13,4 dag/kg. Os teores de ferro de menor cristalinidade destes solos foram relativamente baixos, apresentando uma relação Feo/Fed em torno de 0,03. Na primeira extração foi recuperado entre 70 e 80 % do ferro livre total, o que indica a maior presença de hematita nesses solos.

Para os Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3), foram detectados teores altos de Fed, na ordem de 14 dag/kg (Quadro 1). Os valores do Feo foram em torno de 0,3 dag/kg fazendo com que a relação Feo/Fed seja baixa, apresentando valores de 0,02, indicando que estes solos possuem altos teores de ferro livre, em sua maioria na forma mais cristalina. Observa-se também que para as amostras LR1 e LR2 o teor de Fe solubilizado na primeira extração foi superior a 80%, indicando claramente a natureza hematítica desses solos.

O Latossolo Ferrífero distingue-se de todos os outros solos estudados pelo elevado teor de ferro livre, em torno de 48 dag/kg e do ferro de baixa cristalinidade, próximo de 0,9 dag/kg, valores bastante elevados, comparados aos outros solos (Quadro 1). A relação Feo/Fed é baixa, indicando uma grande predominância de formas cristalinas de óxidos de Fe (CAMARGO, 1982; CURI & FRANZMEIER, 1987; OLIVEIRA et al., 1992). Este solo também foi o que obteve a menor recuperação de Fe na primeira extração, em relação às outras

amostras estudadas. Esse fato, muito provavelmente, está relacionado à pequena quantidade de ditionito em relação à quantidade de ferro existente, o que pode causar um desgaste do redutor e diminuir a extração do Fe.

3.1.2. Al extraído por ditionito e por oxalato

Os valores da extração de alumínio pelo ditionito-citrato (Ald) são mostrados no (Quadro 2). O valor de Ald representa, em sua maior parte, o alumínio contido na estrutura dos óxidos de Fe e pode-se inferir que os maiores valores de Ald corresponderão a maiores valores de substituição isomórfica de Fe por Al nos óxidos de Fe. Os Latossolos mais ricos em óxidos de ferro e hematíticos, como os Latossolos Roxos e o Ferrífero, são que apresentam a menor substituição de ferro por alumínio (Alsub), enquanto os mais goethíticos, com menores teores de óxidos de ferro, possuem maior Alsub. O fato da goethita ter mais Alsub foi também constatado por RESENDE (1976); FONTES (1988); SCHWERTMANN (1988); SCHWERTMANN & TAYLOR (1989); KER (1995); FONTES & WEED (1991) e FERNANDES (2000).

O alumínio extraído pelo oxalato de amônio (Alo) variou de 0,25 a 0,62 dag/kg e os valores não tiveram grandes diferenças entre os solos. Como postulado anteriormente, a substituição isomórfica do Fe pelo Al na estrutura cristalina a torna mais resistentes à extração com ditionito. O coeficiente de correlação entre a substituição de alumínio (Alsub) e o teor de ferro solubilizado na primeira extração com ditionito (Fed1T) foi de -0,4177, significativo a 5%, indicando que uma maior substituição de ferro por alumínio (Alsub) leva a uma menor recuperação do Fe na primeira extração do ditionito (Fed1T). A explicação para tal resultado, pode estar no fato de que a substituição isomórfica diminui a cela unitária dos óxidos, já que o raio iônico do alumínio (0,053 nm) é menor que o do ferro (0,065 nm) (SCHULZE, 1982; SCHWERTMANN, 1985; KER, 1997), o que aumenta a compacidade dos seus cristais. Em consequência disso, os óxidos de ferro aluminizados apresentariam maior área específica e reatividade aumentando a sua resistência à extração pelo ditionito

QUADRO 2- Resultados das Extrações de Alumínio pelo Ditionito-Citrato (Ald), da Extração de Alumínio pelo Oxalato de Amônio (Alo), a Substituição Isomórfica de Alumínio nos Óxidos de Fe (Alsub) e Alumínio Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Alp) nas Amostras de Argilas dos Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	-----Extrações de Ald (dag kg ⁻¹)-----						Alo	Alsub	Alp
	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	Total	dag kg ⁻¹	cmol/mol	dag kg ⁻¹
LR1/A	0,66	0,34	0,14	0,07	0,04	1,24	0,42	10,77	0,80
LR1/B	0,58	0,37	0,12	0,07	0,04	1,17	0,43	8,81	0,06
PT/A	0,15	0,10	0,02	0,03	0,02	0,32	0,46	-	0,88
PT/B	0,07	0,07	0,02	0,03	0,03	0,22	0,44	-	0,09
LB/A	0,56	0,19	0,04	0,05	0,04	0,88	0,44	24,45	1,79
LB/B	0,58	0,19	0,04	0,06	0,03	0,90	0,41	25,43	0,34
LE1/A	0,61	0,30	0,11	0,06	0,03	1,11	0,46	14,53	2,71
LE1/B	0,52	0,31	0,14	0,07	0,05	1,09	0,36	15,80	1,34
LU1/A	0,86	0,68	0,37	0,27	0,16	2,34	0,57	31,43	1,18
LU1/B	0,69	0,72	0,44	0,34	0,20	2,38	0,52	31,99	0,16
LR2/A	0,76	0,21	0,12	0,07	0,05	1,20	0,41	10,29	0,46
LR2/B	0,79	0,19	0,11	0,07	0,06	1,21	0,33	11,57	0,08
LR3/A	0,60	0,13	0,08	0,06	0,05	0,92	0,38	7,20	0,51
LR3/B	0,55	0,14	0,07	0,05	0,05	0,86	0,29	7,55	0,04
LE2/A	1,14	0,41	0,18	0,11	0,09	1,93	0,58	22,54	0,88
LE2/B	0,77	0,42	0,21	0,13	0,11	1,64	0,54	18,79	0,03
LV/A	0,51	0,18	0,13	0,10	0,08	1,01	0,57	23,09	0,18
LV/B	0,50	0,21	0,14	0,10	0,08	1,03	0,57	25,41	0,06
LE3/A	1,14	0,43	0,24	0,10	0,07	1,97	0,62	17,78	2,31
LE3/B	1,01	0,45	0,29	0,13	0,09	1,96	0,63	17,36	2,08
LUH/A	1,17	0,28	0,07	0,04	0,03	1,60	0,51	21,67	2,16
LUH/AB	1,20	0,29	0,09	0,04	0,04	1,67	0,49	22,77	2,22
LUH/B	1,07	0,24	0,07	0,03	0,03	1,44	0,25	21,65	0,04
LU2/A	1,10	0,16	0,05	0,03	0,03	1,38	0,39	22,93	1,84
LU2/B	1,04	0,24	0,08	0,04	0,03	1,43	0,31	22,52	0,18
LF/A	1,83	1,36	0,46	0,14	0,07	3,87	0,43	13,14	0,24
LF/B	1,79	1,27	0,50	0,14	0,07	3,76	0,43	13,06	0,30

(GUALBERTO et al., 1987; FONTES, 1988; MÖLLER, 1991; KER, 1995; KER, 1997). O Alo variou em torno de 0,3 a 0,4 dag/kg.

3.1.3. Fe e Al extraídos por pirofosfato

Analisando os resultados da extração com pirofosfato de sódio, que indica o Al (Quadro 2) e Fe (Quadro 1) ligados à matéria orgânica, observa-se que o Al parece ter maior afinidade com a matéria orgânica que o Fe, o coeficiente de correlação do Alp e Fep com o carbono total foi de 0,7573 e 0,5635, respectivamente, ambos significativos ao nível de 1%, porém o maior coeficiente foi o do Alp. Este fato concorda com os resultados encontrados por ARIAS et al. (1996), já que, com apenas algumas exceções, o Alp foi maior que o Fep, mesmo nos Latossolos Roxos, em que o teor de Fe_2O_3 , pelo ataque sulfúrico, é maior que o de Al_2O_3 . A exceção fica para o Latossolo Ferrífero, onde o Fep é maior que o Alp, já que este solo apresentou mais de 45,5 dag/kg de Fe_2O_3 , pelo ataque sulfúrico (Quadro 3).

Para o Alp os valores necessariamente não acompanham os teores de Al presentes nos solos. A influência da matéria orgânica sobre esses valores parece ser mais importante, já que observa-se que quase sempre no horizonte A os valores de Alp são maiores que no horizonte B (Quadro 2).

Quanto ao Fep os valores são baixos, em relação ao Fed, mesmo nos Latossolos Roxos (Quadro 1), demonstrando uma menor afinidade deste elemento com a matéria orgânica, quando comparado ao Alp. A diferenciação entre horizontes não segue a mesma tendência do Alp, chegando a apresentar, em alguns casos, teores maiores nos horizontes subsuperficiais.

3.1.4. Ataque sulfúrico e relações Ki, Kr

No Quadro 3 são apresentados os dados dos óxidos extraídos pelo ataque sulfúrico, bem como Ki, Kr e a relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$.

QUADRO 3 - Resultados de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Ki, Kr e Relação Al₂O₃/Fe₂O₃ do Ataque Sulfúrico nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ki	Kr	Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃
	-----dag kg ⁻¹ -----							
LR1/A	8,5	15,9	22,3	5,1	2,3	0,91	0,48	1,12
LR1/B	4,9	11,9	16,7	3,8	1,0	0,70	0,37	1,12
PT/A	5,6	24,6	2,9	3,9	1,0	0,39	0,36	13,27
PT/B	5,3	27,9	2,3	4,7	0,9	0,32	0,31	18,98
LB/A	19,4	24,5	8,2	0,6	0,5	1,35	1,11	4,69
LB/B	18,0	26,6	6,9	0,5	0,5	1,15	0,99	6,05
LE1/A	15,1	24,3	12,2	0,8	2,0	1,06	0,80	3,13
LE1/B	10,5	25,1	11,9	0,8	1,8	0,71	0,55	3,31
LU1/A	4,3	30,2	14,7	1,5	1,6	0,24	0,18	3,23
LU1/B	4,0	29,7	14,5	1,4	1,2	0,23	0,17	3,22
LR2/A	7,0	11,1	15,6	3,9	1,5	1,07	0,56	1,12
LR2/B	7,1	14,6	18,8	3,8	1,5	0,83	0,45	1,22
LR3/A	7,8	15,0	20,0	4,7	2,5	0,88	0,48	1,18
LR3/B	8,5	17,9	20,4	4,3	1,8	0,81	0,47	1,38
LE2/A	3,4	22,2	10,3	1,3	1,0	0,26	0,20	3,38
LE2/B	2,3	28,1	11,4	1,8	1,0	0,14	0,11	3,87
LV/A	4,5	31,1	6,6	2,0	1,1	0,25	0,22	7,40
LV/B	4,6	32,2	6,6	2,2	1,0	0,24	0,21	7,66
LE3/A	8,5	20,5	16,7	2,3	1,1	0,70	0,46	1,93
LE3/B	10,7	21,2	18,7	2,4	1,0	0,86	0,55	1,78
LUH/A	11,9	20,5	13,8	2,3	2,3	0,99	0,69	2,33
LUH/AB	14,1	24,8	15,2	2,1	2,3	0,97	0,69	2,56
LUH/B	12,6	23,3	15,2	2,0	2,3	0,92	0,65	2,41
LU2/A	10,4	18,3	8,9	1,0	0,7	0,97	0,74	3,23
LU2/B	12,3	22,2	10,1	1,1	0,5	0,94	0,73	3,45
LF/A	0,9	3,6	73,4	0,6	0,4	0,42	0,03	0,08
LF/B	1,0	4,2	75,0	0,5	0,1	0,40	0,03	0,09

Na análise da relação K_i ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), tem-se a comprovação do alto grau de intemperismo apresentado pelos solos estudados, típico dos Latossolos, na maioria dos casos os valores ficaram abaixo de 1,0, alcançando valores de até 0,14. O maior valor foi apresentado pelo Latossolo Bruno, de 1,35, reflexo da predominância de caulinita e da presença de minerais silicatados, do tipo 2:1, indicando que este não foi muito lixiviado, mas com valores bem abaixo de 2,2, limite para ser considerado Latossolo.

Para os teores de SiO_2 , nota-se que a amostra LB (Latossolo Bruno), foi a que apresentou os maiores valores, em torno de 19,4 dag/kg, novamente confirmando a riqueza em caulinita e a presença da vermiculita com hidróxi entrecamadas, mineral este, rico em silício. Por outro lado, a amostra LF (Latossolo Ferrífero) foi a que apresentou os menores valores, em torno de 0,9 dag/kg valor bastante baixo, refletindo o material de origem deste solo, composto, principalmente, por hematita e quartzo (itabirito).

Quanto ao Al_2O_3 , pode-se perceber valores altos para as amostras LU1 (Latossolo Variação Una) e LV (Latossolo Vermelho-Amarelo), girando em torno de 30,0 dag/kg. Observa-se que eles correspondem a baixos valores de SiO_2 o que permite inferir que esses são solos altamente gibbsíticos, resultado de um avançado estágio de intemperismo. Uma observação que também pode ser feita é que consistentemente os valores de Al_2O_3 são bem superiores que os valores de SiO_2 , espelhando a possibilidade de que na maioria desses Latossolos a gibbsita seja um mineral constituinte obrigatório.

O K_r ($\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$) também apresentou valores bastante baixos, chegando a praticamente zero, para o Latossolo Ferrífero (LF) cujo material de origem é pobre em Si, já que o itabirito é formado, principalmente por hematita. O único solo com K_r maior que 1,0 foi o Latossolo Bruno (LB), cuja principal característica é ser um solo caulínico, com baixos teores de óxidos, situação esta determinada pelas condições climáticas de formação desse solo.

De acordo com RESENDE & SANTANA (1988) os Latossolos podem ser classificados pelos valores do K_i e K_r . O Latossolo Bruno (LB) foi classificado como caulínico não sesquioxídico. Os Latossolos Roxos (LR2 e LR3), o

Latossolo Variação Una Húmico (LUH) e o Latossolo Variação Una (LU2) foram classificados como cauliniticos sesquioxídicos. O Plintossolo (PT), o Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), o Latossolo Roxo (LR1), os Latossolos Vermelhos-Escuro (LE1, LE2 e LE3), o Latossolo Variação Una (LU1) e o Latossolo Ferrífero (LF) foram classificados como gibbsíticos sesquioxídicos.

Quanto à relação ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$), observa-se valores muito baixos para o Latossolo Ferrífero, chegando a quase zero, comprovando a predominância de óxidos de ferro em relação à outros minerais, reflexo do material de origem rico em óxido de ferro. Os maiores valores da relação foram para os solos PT e LV, refletindo sua riqueza em óxidos de alumínio, situação determinada pela condição pedogenética que facilitou a redução e a conseqüente perda de óxidos de ferro, enriquecendo relativamente este solo, em óxidos de alumínio. Além é claro do elevado grau de intemperismo, que é apresentado por estes solos, que provocou uma intensa perda de sílica.

Para os teores de Fe_2O_3 , determinantes da classificação dos Latossolos, pode-se notar diferenças expressivas entre os Latossolos estudados. Os menores valores foram encontrados no Plintossolo e no Latossolo Vermelho-Amarelo (PT e LV), principalmente, e no Latossolo Bruno (LB), com valores variando entre 2,3 e 8,2 dag/kg. Os Latossolos com teores mais elevados foram os Latossolos Roxos (LR1 e LR3) e o Latossolo Ferrífero, que atinge valores de 75,0 dag/kg. As outras amostras apresentam valores intermediários, entre 10,0 e 15,0 dag/kg. Estes valores refletem o material de origem e a condição de formação destes solos. O Latossolo Roxo e o Ferrífero, são formados por rochas ricas em ferro, basalto e itabirito, respectivamente, enquanto os outros solos são formados por rochas mais pobres em minerais ferromagnesianos, neste caso os LUs e LEs podem ser formados por rochas com médios a altos teores de ferro. Entretanto, condições de formação do solo, como o hidromorfismo, por exemplo, podem levar os solos a condição de perda parcial de ferro, como é o caso da amostra PT.

Quanto aos teores de TiO_2 (Quadro 3), pode-se notar algumas distinções entre os solos estudados. Um grupo que apresenta valores abaixo de 1,0 dag/kg, LB, LE1 e LF, refletindo solos que apresentam baixos teores de minerais com Ti

em sua constituição. Os solos com os teores mais elevados foram os LR1, LR2 e LR3 (Latosolos Roxos) e o PT (Plintossolo), para as primeiras amostras, estes valores altos, aproximando de 5,0 dag/kg, são reflexos do material de origem, basalto, rocha esta considerada rica em minerais ricos em ferro e titânio. Mas, para a amostra PT, este valor elevado, reflete uma condição atual de extremo intemperismo, onde houve uma intensa perda de outros elementos, dentre eles o silício e o ferro, por apresentar condição de hidromorfismo e um acúmulo relativo de titânio.

O P_2O_5 extraído do ataque sulfúrico (Quadro 3) apresentou valores baixos, todos menores que 3 dag/kg, demonstrando que estes solos possuem baixa capacidade de reposição deste elemento. Os maiores teores foram encontrados para os Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3), Latossolo Vermelho-Escuro (LE1), e para o Latossolo Variação Una Húmico (LUH). Os menores valores foram encontrados para o Latossolo Bruno (LB), para o Latossolo Variação Una (LU2) e para o Latossolo Ferrífero (LF).

3.1.4.1. Mineralogia por alocação usando dados do ataque sulfúrico

Os teores dos minerais da fração argila, obtidos pela alocação com os dados de ataque sulfúrico na TFSA, são apresentados no Quadro 4. Pelos resultados observa-se que alguns solos são cauliníticos como o Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), o Latossolo Bruno (LB), os Latossolos Vermelho-Escuros (LE1 e LE3) e o Latossolo Variação Una (LU2). Os mais gibbsíticos são o Plintossolo (PT), o Latossolo Variação Una (LU1) e o Latossolo Vermelho-Escuro (LE2). O solo mais hematítico é o Latossolo Ferrífero (LF), seguido pelos Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3). Alguns são essencialmente goethíticos, como os PT, LU1, LV, LUH e LU2. Em algumas amostras com presença de hematita e goethita, houve uma segregação da goethita no horizonte superficial e da hematita no horizonte subsuperficial, o que pode ser creditada à matéria orgânica que parece ter uma atuação anti-hematítica (SCHWERTMANN, 1966; KÄMPF & SCHWERTMANN, 1983; CURI & FRANZMEIER, 1984;

QUADRO 4 - Resultados de Caulinita, Goethita, Hematita e Gibbsita Obtidos por Alocação a partir dos Dados do Ataque Sulfúrico

Perfis/ Horizontes	-----Alocação do Ataque Sulfúrico-----			
	Caulinita	Goethita	Hematita	Gibbsita
	-----dag kg ⁻¹ -----			
LR1/A	18,3	4,8	10,1	11,7
LR1/B	10,5	2,5	13,3	11,5
PT/A	12,0	0,8	0,0	30,3
PT/B	11,4	0,5	0,0	35,7
LB/A	41,7	3,2	0,0	12,1
LB/B	38,7	3,7	0,0	16,9
LE1/A	32,5	3,4	4,3	16,8
LE1/B	22,6	3,3	4,6	24,1
LU1/A	9,3	9,9	0,0	38,2
LU1/B	8,6	10,8	0,0	37,7
LR2/A	15,5	5,2	8,4	7,7
LR2/B	15,5	5,3	8,0	12,3
LR3/A	16,8	5,2	8,4	12,1
LR3/B	18,3	5,3	8,0	16,1
LE2/A	7,3	5,1	5,1	28,4
LE2/B	5,0	4,7	6,0	38,5
LV/A	9,7	3,6	0,0	41,0
LV/B	9,9	3,7	0,0	42,6
LE3/A	18,3	6,0	8,0	18,8
LE3/B	23,0	6,0	8,0	17,2
LUH/A	25,6	6,7	0,0	14,4
LUH/AB	26,4	7,1	0,0	16,3
LUH/B	27,1	8,3	3,1	17,5
LU2/A	22,4	7,0	1,7	13,0
LU2/B	26,5	6,8	2,6	17,2
LF/A	1,9	15,7	23,5	2,0
LF/B	2,2	20,9	27,7	1,7

MACEDO & BRYANT, 1987; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; KER, 1995; RESENDE et al., 1995), já que nessas amostras o teor de goethita foi maior no horizonte A, e a hematita maior no horizonte B.

A presença de pequenas quantidades de caulinita e gibbsita na amostra do LF, também encontrada por CURI & FRANZMEIER (1987) podem estar relacionadas com pequenas quantidades destes minerais ou de algum mineral aluminossilicatado, presente na rocha de origem deste solo (itabirito).

3.1.5. Mineralogia por difração de Raios-X

O Quadro 5 mostra os diferentes minerais que compõe as frações areia, silte e argila dos diversos solos estudados, determinados pela difração de raios-X. Na fração areia dos Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3) aparecem o quartzo e alguns minerais ferromagnesianos como ilmenita e rutilo, que possuem titânio em sua estrutura, além da magnetita e anatásio, minerais característicos destes solos. Na fração argila, além da hematita, há também goethita, caulinita e gibbsita e outros minerais secundários, como a maghemita e anatásio. Esta mineralogia é característica dos solos formados a partir desse material de origem que são as rochas básicas (tufito, basalto, diabásio e gabro). A presença da maghemita nas frações argila dos horizontes A e B dos Latossolos Roxos parece indicar que a sua origem foi o intemperismo oxidativo da magnetita presente no material de origem desses solos. FONTES & WEED (1991) demonstraram claramente que as maghemitas de solos do Triângulo Mineiro tiveram a sua origem através da oxidação da magnetita, embora SCHWERTMANN & FECHTER (1984) tenham tentado demonstrar que as maghemitas de solos tropicais normalmente tem a sua origem através do aquecimento de goethita ou hematita substituídas de Al em presença de matéria orgânica.

Para o Plintossolo (PT) e o Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), pode-se chamar a atenção da predominância do quartzo, na fração areia, e da gibbsita na fração argila, além da presença significativa do anatásio (Quadro 5). Esse último mineral é um composto de titânio, característico de solos com alto grau de

QUADRO 5 - Resultados da Difração de Raios-X Realizadas na Areia Total, Areia Magnética, Silte, Argila e Argila Desferrificada das Amostras de Solos Estudadas

PERFIS/ HORIZONTES	AREIA	AREIA MAGNÉTICA	SILTE	ARGILA	ARGILA DESFERRIFICADA
LR1A	Quartzo, Gibbsita	Hematita, Quartzo, Anatásio, Ilmenita, Magnetita, Gibbsita	Caulinita, Gibbsita, Quartzo, Ilmenita, Hematita	Hematita, Gibbsita, Goethita, Caulinita	Caulinita, Gibbsita
LR1B	Quartzo	Quartzo, Hematita, Ilmenita, Magnetita, Anatásio	Caulinita, Quartzo, Gibbsita, Ilmenita, Hematita	Hematita, Gibbsita, Caulinita, Maghemita	Caulinita, Gibbsita, rutilo
PTA	Quartzo	–	Gibbsita, Anatásio, Rutilo, Caulinita, Quartzo	Gibbsita, Caulinita, Anatásio	Gibbsita, Anatásio, Caulinita
PTB	Quartzo	–	Quartzo, Gibbsita, Anatásio, Caulinita, Rutilo	Gibbsita, Anatásio, Caulinita	Gibbsita, Anatásio, Caulinita
LBA	Quartzo, Gibbsita, Ilmenita	–	Caulinita, Gibbsita, VHE, Quartzo, Goethita, Microclina	Caulinita, VHE, Gibbsita	Caulinita, Gibbsita, VHE
LBB	Quartzo, Gibbsita	–	Caulinita, Gibbsita, VHE, Goethita, Quartzo, Microclina, Anatásio, Ilmenita, Feldspato	Caulinita, Gibbsita, VHE, Goethita	Caulinita, Gibbsita, VHE
LE1A	Quartzo, Plagioclásio, Magnetita	–	Quartzo, Caulinita, Gibbsita, Hematita, Goethita, Rutilo, Anatásio	Caulinita, Gibbsita, Goethita, Hematita	Caulinita, Gibbsita, Mica
LE1B	Quartzo, Caulinita, Gibbsita, Hematita	–	Quartzo, Caulinita, Gibbsita, Anatásio, Rutilo, Hematita	Caulinita, Gibbsita, Hematita, Goethita	Caulinita, Gibbsita, Mica
LU1A	Quartzo, Gibbsita, Goethita, Feldspato	–	Gibbsita, Goethita, Anatásio, Caulinita, Quartzo	Gibbsita, Caulinita, Goethita, Anatásio	Gibbsita, Caulinita, Anatásio
LU1B	Quartzo, Mica, Gibbsita, Feldspato	–	Gibbsita, Anatásio, Goethita, Caulinita	Gibbsita, Caulinita, Anatásio, Goethita	Gibbsita, Caulinita, Anatásio, Goethita
LR2A	Quartzo, Ilmenita, Rutilo	Quartzo, Magnetita	Quartzo, Hematita, Ilmenita	Hematita, Caulinita, Anatásio, Maghemita, Goethita, Gibbsita	Caulinita, Gibbsita
LR2B	Quartzo, Rutilo	Quartzo, Magnetita, Hematita, Goethita	Quartzo, Hematita, Ilmenita	Hematita, Caulinita, Gibbsita, Goethita, Maghemita, Anatásio	Caulinita, Gibbsita
LR3A	Quartzo	Quartzo, Magnetita, Ilmenita, Hematita	Quartzo, Hematita, Maghemita	Hematita, Caulinita, Gibbsita, Goethita, Maghemita, Anatásio	Caulinita, Gibbsita

QUADRO 5 - cont.,

PERFIS/ HORIZONTES	AREIA	AREIA MAGNÉTICA	SILTE	ARGILA	ARGILA DESFERRIFICADA
LR3B	Quartzo, Ilmenita	Quartzo, Hematita, Ilmenita, Magnetita	Quartzo, Hematita, Goethita, Ilmenita, Anatásio, Maghemita	Hematita, Caulinita, Gibbsita, Goethita, Maghemita, Mica, Anatásio	Caulinita, Gibbsita
LE2A	Quartzo	–	Gibbsita, Quartzo, Anatásio, Hematita, Goethita	Gibbsita, Goethita, Caulinita, Hematita, Maghemita	Gibbsita, Caulinita, Anatásio, Mica
LE2B	Quartzo, Gibbsita, Rutilo	–	Gibbsita, Quartzo, Anatásio, Hematita, Goethita	Gibbsita, Hematita, Anatásio, Goethita, Caulinita	Gibbsita, Caulinita, Anatásio
LVA	Quartzo, Gibbsita	Quartzo, Gibbsita, Caulinita, Anatásio, Goethita, Hematita, Rutilo	Gibbsita, Anatásio, Caulinita, Goethita	Gibbsita, Caulinita, Goethita	Gibbsita, Caulinita, Anatásio
LVB	Quartzo, Gibbsita, Anatásio, Caulinita	Quartzo, Gibbsita, Anatásio, Hematita, Goethita	Gibbsita, Anatásio, Quartzo, Caulinita, Goethita	Gibbsita, Anatásio, Caulinita, Goethita, Quartzo, Rutilo	Gibbsita, Caulinita, Anatásio
LE3A	Quartzo, Ilmenita, Gibbsita	–	Caulinita, Gibbsita, Goethita	Caulinita, Gibbsita, Goethita, Hematita, Anatásio	Caulinita, Gibbsita, Goethita
LE3B	Quartzo, Gibbsita	–	Gibbsita, Goethita, Caulinita, Quartzo, Anatásio, Hematita	Caulinita, Gibbsita, Hematita, Goethita	Caulinita, Gibbsita
LUHA	Quartzo, Gibbsita	–	Quartzo, Caulinita, Gibbsita, Anatásio, Goethita, Hematita	Caulinita, Gibbsita, Goethita	Caulinita, Gibbsita
LUHAB	Quartzo	–	Caulinita, Gibbsita, Quartzo, Goethita, Hematita, Anatásio	Caulinita, Gibbsita, Goethita, Hematita	Caulinita, Gibbsita
LUHB	Quartzo	–	Caulinita, Gibbsita, Goethita, Hematita, Anatásio, Quartzo, Ilmenita	Caulinita, Gibbsita, Goethita, Hematita	Caulinita, Gibbsita
LU2A	Quartzo, Mica, Feldspato	–	Quartzo, Mica, Caulinita, Gibbsita, Rutilo, Goethita	Caulinita, Gibbsita, Goethita	Caulinita, Gibbsita
LU2B	Quartzo	–	Caulinita, Mica, Gibbsita, Goethita	Caulinita, Gibbsita, Goethita	Caulinita, Gibbsita
LFA	Quartzo, Hematita	Hematita, Maghemita, Magnetita	Quartzo, Hematita, Goethita, Maghemita, Anatásio	Hematita, Gibbsita, Goethita, Maghemita	Gibbsita, Anatásio, Caulinita
LFB	Quartzo, Hematita, Magnetita, Mica	Hematita, Maghemita, Magnetita	Quartzo, Hematita, Goethita	Hematita, Gibbsita, Goethita, Maghemita, Ilmenita	Gibbsita, Anatásio, Caulinita

intemperismo. Em geral, esse mineral se acumula em solos muito intemperizados, em função da perda de outros elementos, como o silício e o próprio ferro em ambientes que sofrem influência do hidromorfismo.

Para o Latossolo Bruno (LB) os resultados da difração de raios-X (Quadro 5) apresentaram, na fração areia, a presença predominante de quartzo. Na fração argila, deve-se chamar a atenção da predominância de caulinita e de uma significativa presença de vermiculita com hidróxi entrecamadas (VHE), resultado esse que concorda com os de RODRIGUES (1984). O VHE é mineral típico dos solos de climas mais amenos onde a alta lixiviação, devido a alta precipitação, e baixa evapotranspiração, pelas baixas temperaturas, torna o solo ácido e com alta atividade de alumínio. Esse é um ambiente favorável a formação desse mineral a partir de outros minerais aluminossilicatados. Nesse solo, observa-se também a presença de gibbsita. Deve-se ressaltar a ausência da hematita, e apenas a presença da goethita como óxido de ferro, condição típica destes solos brunados.

Na fração areia dos Latossolos Vermelho-Escuro (LE1, LE2 e LE3) a predominância do quartzo é comum aos solos. Deve-se chamar a atenção, para a presença de magnetita, rutilo e ilmenita nessas amostras indicando claramente a presença de minerais ferromagnesianos na gênese destes solos. Na fração argila, os resultados confirmam os dados de alocação, onde a amostra LE1 é caracteristicamente caulinitica, com altos teores de gibbsita e presença diferenciada de hematita e goethita, nos horizontes A e B. Para a amostra LE2 a presença predominante é da gibbsita, sendo que os óxidos de ferro possuem o mesmo comportamento da amostra anterior. Na amostra LE3 há teores significativos de gibbsita e caulinita, sendo que os óxidos de ferro possuem comportamento distinto dos anteriores, neste caso, a hematita e goethita, apresentam teores semelhantes nos dois horizontes, com uma predominância da hematita.

Para ambos os Latossolos Variação Una (LU1 e LU2), a fração areia é composta basicamente de quartzo, com alguma presença de mica. Na fração argila a composição é, basicamente, de gibbsita, caulinita e goethita, além da

presença de anatásio na amostra LU1, indicando, neste caso, a possibilidade de alguma influência de material máfico, na formação deste solo. A predominância da gibbsita (Quadro 4) e a presença do anatásio confirmam o alto grau de intemperismo deste perfil.

Para o Latossolo Variação Una Húmico (LUH), os resultados da difração de raios X da fração areia deste solo (Quadro 5) mostram que há uma predominância quase total de quartzo. Na fração argila há a confirmação da predominância de caulinita, seguida de gibbsita e goethita, além do aparecimento da hematita em profundidade.

Deve-se chamar a atenção para a presença marcante da goethita em relação à hematita, nos LUs estudados. Este fato pode estar relacionado com o poder anti-hematítico imprimido pela matéria orgânica e pela alta atividade do alumínio na formação destes solos (SCHWERTMANN, 1966; KÄMPF & SCHWERTMANN, 1983; CURI & FRANZMEIER, 1984; MACEDO & BRYANT, 1987; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; KER, 1995; RESENDE et al., 1995).

Os resultados de difração de raios-X do Latossolo Ferrífero (LF) comprovam, na fração argila, a presença maciça de hematita, seguida pela gibbsita, goethita, maghemita e ilmenita, além do aparecimento de picos de caulinita, apenas na argila desferrificada (Quadro 5). Esta composição mineralógica é reflexo do alto conteúdo de ferro e o baixo de silício, alumínio e titânio nestes solos. Na fração areia há a presença de quartzo, magnetita e hematita e maghemita, que formam grãos estáveis o suficiente para não serem desagregados na separação das frações.

A origem da maghemita, presente no LF, pode estar ligada à oxidação da magnetita, herdada do material de origem, no caso o itabirito (CURI & FRANZMEIER, 1987; RESENDE et al., 1986). Quanto à gibbsita, apesar dos baixos teores de alumínio no material de origem (Quadro 4), os baixos teores de silício possibilitam a formação de gibbsita, apesar de grande parte desse alumínio ter sido consumido pela substituição isomórfica nos óxidos de ferro (CURI & FRANZMEIER, 1987).

Na fração silte de todos os solos (Quadro 5) há uma combinação de minerais presentes nas frações areia e argila.

3.2. Adsorção de fósforo

De acordo com os resultados encontrados de capacidade máxima de adsorção de fósforo (CMAP), para os solos estudados (Quadro 6) observa-se que os maiores valores de CMAP foram determinados para o Latossolo Bruno (LB), para os Latossolos Vermelho-Escuros (LE1, LE2 e LE3), para o Latossolo Variação Una (LU1) e Variação Una Húmico (LUH) e para o Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), todos com valores de CMAP em torno de 2 mg/cm³. Os menores valores foram encontrados para os Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3).

Em geral, a capacidade máxima de adsorção de fósforo foi menor no horizonte A comparado com o horizonte B, comportamento esse que atinge os maiores valores nos dois Latossolos Roxos do Triângulo Mineiro. As razões sugeridas para esses resultados são, primeiro, a possibilidade de que a matéria orgânica, que é maior no horizonte A, esteja competindo pelos sítios de adsorção de fosfatos. Resultado semelhante foi encontrado por SILVA (1999). Outra possibilidade pode estar relacionada com os maiores valores de fósforo disponível (Capítulo 1, Quadro 4), apresentados pelos horizontes superficiais, por serem solos originários de rochas básicas, que são ricas em minerais com fósforo em sua estrutura cristalina, ou por motivos antrópicos (adubação), já que são solos cultivados. Neste caso, os sítios de adsorção de fósforo já estariam parcialmente saturados, contribuindo para os menores valores de CMAP. O coeficiente de correlação entre CMAP e fósforo disponível foi de -0,4981, significativo ao nível de 1% de probabilidade, o que comprova o efeito dos valores de fósforo disponível em diminuir os valores de CMAP. BACHE & WILLIAMS (1971) observaram que o conteúdo inicial de fósforo no solo afeta o fenômeno de adsorção de P.

QUADRO 6 - Resultados dos Parâmetros da Capacidade Máxima de Adsorção de Fósforo, nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	A	b	R ²	CMAp (mg/cm ³)	CTE A (mg/l) ⁻¹
LR1/A	2,61086	0,81091	0,9811	1,233	0,311
LR1/B	1,47935	0,77304	0,9884	1,294	0,523
PT/A	1,98604	0,77074	0,9874	1,297	0,388
PT/B	1,98723	0,77072	0,9874	1,297	0,388
LB/A	0,56740	0,49801	0,9959	2,008	0,878
LB/B	0,19072	0,44089	0,9973	2,268	2,312
LE1/A	1,45801	0,57011	0,9898	1,754	0,391
LE1/B	0,95387	0,55425	0,9921	1,804	0,581
LU1/A	0,74781	0,49248	0,9855	2,031	0,659
LU1/B	0,23875	0,41629	0,9910	2,402	1,745
LR2/A	2,18882	1,22592	0,9748	0,816	0,560
LR2/B	0,76847	0,57462	0,9963	1,740	0,748
LR3/A	4,75566	1,56582	0,9773	0,639	0,329
LR3/B	2,14271	0,72631	0,9919	1,377	0,339
LE2/A	0,73813	0,47611	0,9876	2,100	0,645
LE2/B	0,07980	0,39106	0,9949	2,557	4,901
LV/A	1,26816	0,52126	0,9843	1,918	0,411
LV/B	0,59194	0,48719	0,9898	2,053	0,823
LE3/A	1,51567	0,50643	0,9847	1,975	0,334
LE3/B	0,92175	0,49571	0,9873	2,017	0,538
LUH/A	1,86559	0,55370	0,9848	1,806	0,297
LUH/AB	1,19857	0,52680	0,9866	1,898	0,440
LUH/B	2,18379	0,59955	0,9595	1,668	0,275
LU2/A	2,79057	0,79106	0,9835	1,264	0,283
LU2/B	1,43131	0,63473	0,9909	1,575	0,443
LF/A	0,30003	0,71978	0,9943	1,389	2,399
LF/B	0,20481	0,57320	0,9924	1,745	2,799

Os valores de CMAP para os solos ricos em óxidos de ferro, principalmente os Latossolos Roxos e o Latossolo Ferrífero, foram menores, em relação aos outros solos estudados. Além do fato de serem solos com altos valores de fósforo disponível, os LR e LF caracterizaram-se por apresentar teores mais altos de areia (Capítulo 1, Quadro 2), além de microagregados cimentados por óxidos de ferro, que se tornam bastante resistentes, formando pseudo grãos de areia. Este fenômeno é mais acentuado nos solos oxídicos (MOURA FILHO & BUOL, 1976; FERREIRA et al., 1999b; DONAGEMMA, 2000). A menor exposição dos sítios de troca dos LR e do LF, bem como a baixa capacidade de troca do LF, também podem contribuir para essa menor adsorção de P. MOURA FILHO & BUOL (1976) também observaram esse fenômeno de restrição da difusão de íons, provocada pela estrutura dos microagregados de Latossolos Roxos de Minas Gerais.

Quanto a mineralogia da fração argila, os teores de caulinita, goethita e hematita não apresentaram coeficientes de correlação significativos com a CMAP dos solos estudados. A gibbsita e o Al_2O_3 extraído pelo ataque sulfúrico apresentaram coeficientes significativos a 1% de probabilidade, 0,4931 e 0,5697, respectivamente. Então, solos mais gibbsíticos parecem apresentar maior capacidade de adsorção de fósforo, como mostram os solos LU1, LE2 e LV. A capacidade da gibbsita aumentar a CMAP dos solos já foi observada por (BAHIA FILHO et al., 1983; KER, 1995; FONTES & WEED, 1996; KER, 1997). A explicação para tal fato, pode estar relacionada com a alta superfície específica deste mineral, superior aos outros minerais argilosos desses solos (FERNANDES, 2000). De qualquer forma, o resultado sugere uma maior efetividade do alumínio que do ferro na sorção de P dos Latossolos, como já sugerido por KER (1995).

O Al extraído pelo oxalato de amônio apresentou um coeficiente de correlação de 0,5107 significativo a 1% de probabilidade, isto indica que óxidos de menor cristalinidade exercem influência sobre a CMAP, resultado semelhante ao obtido por MELLO et al. (1998), quanto maior a presença destes óxidos, maior a capacidade de adsorção de fósforo do solo.

A substituição isomórfica de ferro por alumínio (ALSUB) apresentou um coeficiente de correlação com a CMAP, de 0,6963, significativo ao nível de 1% de probabilidade. A substituição isomórfica provoca diminuição da cela unitária dos óxidos de ferro (SCHULZE, 1982; SCHWERTMANN, 1985; KER, 1997), aumentando sua superfície específica, sugerindo uma possível contribuição no incremento da CMAP. PEÑA & TORRENT (1990) e FONTES & WEED (1996) reiteram a contribuição que a superfície específica pode ter com o fenômeno de adsorção de fósforo.

3.3. Matéria orgânica do solo

3.3.1. Características gerais

De acordo com os resultados que caracterizam a matéria orgânica dos solos estudados (Quadros 7 e 8), pode-se observar que o carbono orgânico total (COT), que permite inferir diretamente sobre a quantidade de matéria orgânica do solo, variou bastante entre os solos estudados. As amostras de Latossolos Variação Una (LU1 e LU2), de Latossolos Vermelho-Escuro (LE1 e LE3) e de Latossolo Variação Una Húmico (LUH), foram as que apresentaram os maiores valores no horizonte A. As amostras com os menores valores, no horizonte superficial, foram os Latossolos Roxos (LR1 e LR2) e o Latossolo Ferrífero (LF). Estes valores possuem relação, principalmente, com características químicas, mineralógicas e físicas dos solos, que ditam o comportamento da produção de biomassa vegetal e da decomposição desta, pelos microrganismos do solo.

Quanto à matéria orgânica leve (MOL) (Quadro 7), os resultados indicam que os valores acompanham o COT. A tendência geral observada mostra que os solos com maior COT possuem mais MOL, alcançando valores acima de 7,0 g/kg, para o Latossolo Vermelho-Escuro (LE1), que está sob vegetação nativa (cerrado). Valores abaixo de 1,0 g/kg, foram apresentados pelos Latossolos Roxos (LR2 e LR3) e pelo Latossolo Ferrífero (LF), este último que

QUADRO 7 - Resultados de Carbono Orgânico Total (COT), Matéria Orgânica Leve (MOL), Carbono Lábil (CL), Carbono Solúvel em Água (CSA), e Fator de Labilidade (FL) nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	COT	MOL	CL	CSA	FL
	g kg ⁻¹			mM	
LR1/A	13,8	1,09	2,33	2,86	16,87
LR1/B	4,1	0,34	1,83	1,81	44,61
PT/A	16,4	2,63	2,83	3,88	17,28
PT/B	7,8	0,19	1,66	2,34	21,26
LB/A	19,0	2,12	3,08	3,88	16,23
LB/B	6,1	0,03	1,68	1,81	27,56
LE1/A	27,5	7,07	3,54	4,37	12,86
LE1/B	12,0	0,18	1,73	2,86	14,40
LU1/A	29,1	5,66	4,32	9,88	14,85
LU1/B	11,3	0,10	3,32	2,34	29,36
LR2/A	13,5	0,88	2,48	4,87	18,35
LR2/B	4,8	0,21	1,44	1,28	30,01
LR3/A	18,2	0,97	3,50	2,34	19,24
LR3/B	4,3	0,35	1,94	1,81	45,09
LE2/A	25,1	1,31	4,97	5,35	19,79
LE2/B	7,5	0,45	1,94	1,81	25,85
LV/A	24,2	5,39	2,28	6,77	9,43
LV/B	10,3	0,47	1,75	1,81	16,96
LE3/A	39,7	4,59	3,47	9,88	8,75
LE3/B	16,8	0,54	1,91	3,88	11,35
LUH/A	38,1	4,17	3,63	8,58	9,52
LUH/AB	20,2	0,45	2,65	3,37	13,10
LUH/B	4,6	0,02	1,05	0,18	22,88
LU2/A	45,9	6,31	3,93	6,30	8,56
LU2/B	7,0	0,13	0,83	2,34	11,87
LF/A	9,2	0,86	1,34	3,37	14,60
LF/B	7,8	0,32	1,34	1,81	17,17

apresenta como vegetação nativa o campo cerrado, com baixas produções de biomassa. Estes valores são referentes aos horizontes superficiais, já que no horizonte B, estes valores são normalmente, bem menores.

A labilidade da matéria orgânica é caracterizada pelo carbono lábil (CL) e pela relação entre carbono lábil e o carbono orgânico total que define o fator de labilidade (FL) (Quadro 7). Através dos valores de CL, são calculados os valores do FL. Assim, os maiores valores de FL são encontrados nos horizontes subsuperficiais dos solos com menores valores de COT, atingindo valores acima de 45 para o horizonte B do Latossolo Roxo (LR3), e os menores valores, para os horizontes superficiais dos solos mais ricos em COT, com valores de 8,56 para o horizonte A do Latossolo Variação Una (LU2).

O carbono solúvel em água (CSA), definido como produtos altamente alterados pela síntese dos microrganismos (GUGGENBERGER & ZECH, 1994), é apresentado no Quadro 7. Os maiores valores são encontrados nos horizontes superficiais dos solos mais ricos em COT, atingindo valores próximos a 10 mM, para as amostras de Latossolo Variação Una (LU1) e Latossolo Vermelho-Escuro (LE3), os menores valores são encontrados nos horizontes superficiais, dos solos com menor valor de COT, com valores menores que 2 mM.

Para os teores das diversas frações húmicas dos solos e suas relações (Quadro 8), nota-se que o ácido fúlvico (AF) alcança valores acima de 6 g/kg nas amostras de Latossolos Variação Una (LU1 e LU2), de Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), de Latossolo Vermelho-Escuro (LE3) e de Latossolo Variação Una Húmico (LUH). Os menores valores são encontrados para alguns horizontes subsuperficiais, com valores abaixo de 2,0 g/kg.

O ácido húmico (AH) possui comportamento semelhante ao AF (Quadro 8). Os maiores valores são encontrados nos horizontes superficiais das amostras LE3, LUH e LU2, todas com valores acima de 13 g/kg, os menores valores, encontrados nos horizontes B, atingem valores próximos a 1 g/kg, amostra LR1, LB, LR2, LR3, LE2, LV e LUH.

A Humina (HU), é a fração mais abundante, dentre as três frações húmicas (Quadro 8). Ela atinge valores acima de 20 g/kg, para as amostras de

QUADRO 8 - Resultados de Ácido Fúlvico (AF), Ácido Húmico (AH), Humina (HU), Recuperação do Carbono Total em Relação à Soma das Frações Húmicas (REC), Relação Ácido Fúlvico/Ácido Húmico (AF/AH) e Ácido Fúlvico + Ácido Húmico/Humina ((AF+AH)/HU) nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	AF	AH	HU	REC	AF/AH	(AF+AH)/HU
	-----g kg ⁻¹ -----			(%)		
LR1/A	3,9	3,1	13,3	146,7	1,25	0,53
LR1/B	1,3	0,9	8,2	255,6	1,43	0,27
PT/A	4,9	4,3	15,0	147,7	1,14	0,61
PT/B	1,7	2,0	9,4	166,5	0,82	0,39
LB/A	5,0	3,7	11,5	105,8	1,35	0,75
LB/B	1,6	1,6	6,7	161,0	1,00	0,47
LE1/A	5,1	8,3	12,8	95,3	0,61	1,05
LE1/B	2,3	5,6	8,0	133,2	0,42	0,98
LU1/A	6,9	4,3	18,2	101,2	1,62	0,61
LU1/B	3,7	3,3	11,4	161,8	1,12	0,61
LR2/A	3,2	3,5	8,5	112,4	0,92	0,77
LR2/B	1,4	1,8	13,1	337,9	0,80	0,25
LR3/A	2,8	5,6	14,9	128,0	0,49	0,56
LR3/B	1,4	1,1	7,7	237,2	1,27	0,33
LE2/A	4,1	3,2	23,7	123,3	1,31	0,31
LE2/B	2,0	1,7	10,6	189,1	1,13	0,35
LV/A	6,5	3,9	18,2	118,1	1,66	0,57
LV/B	4,0	1,7	9,1	144,3	2,31	0,63
LE3/A	7,8	13,2	18,9	100,6	0,59	1,11
LE3/B	4,7	6,4	12,9	142,0	0,73	0,86
LUH/A	6,2	14,9	20,5	109,1	0,42	1,03
LUH/AB	6,2	5,2	13,9	125,0	1,20	0,82
LUH/B	1,6	1,2	8,1	234,6	1,30	0,34
LU2/A	6,5	15,8	21,1	94,3	0,41	1,05
LU2/B	2,0	2,1	5,8	140,6	0,97	0,72
LF/A	3,7	4,0	8,1	171,2	0,93	0,95
LF/B	4,5	2,9	7,3	187,5	1,52	1,01

Latossolo Vermelho-Escuro (LE2), de Latossolo Vermelho-Amarelo (LV) e de Latossolo Variação Una (LU2). Os menores valores, em torno de 6 e 7 g/kg, são encontrados para alguns horizontes subsuperficiais.

As relações entre estas frações húmicas, ácido fúlvico/ácido húmico (AF/AH) e (ácido fúlvico + ácido húmico)/humina ((AF+AH)/HU), mostram que na maioria das amostras, principalmente, nas com maiores teores de COT, há um aumento da relação AF/AH, em profundidade (Quadro 8), ou seja, um aumento relativo de ácido fúlvico, indicando que esta fração é mais solúvel, portanto mais móvel, para os Latossolos estudados. Para a outra relação, ((AF+AH)/HU), pode-se confirmar a abundância da fração humina, sobre as outras frações, já que na maioria dos casos, a relação foi menor que 1,0. As exceções deram-se para as amostras dos horizontes A, dos solos com teores elevados de COT.

Com exceção do horizonte A do LE1 e do LU2, todas as outras amostras apresentaram teor de carbono da soma das frações, maior que o do carbono orgânico total. A taxa de recuperação pelas frações sempre foi maior no horizonte B, chegando, em alguns casos, a alcançar valores 300 % maiores em relação aos alcançados pelo carbono orgânico total. Os coeficientes de correlação entre a taxa de recuperação e as frações foram -0,7016, -0,5598 e -0,4490, respectivamente, para ácido fúlvico (AF), ácido húmico (AH) e humina (HU), todos significativos a 1 % de probabilidade. Apesar de todos os coeficientes terem sido significativos ao mesmo nível considerado, houve uma ordem em que o AF apresentou um maior coeficiente, seguido pelo AH e HU, então, as formas humificadas mais reativas e solúveis (AF e AH) são menos recuperadas pela análise de carbono total que a forma menos solúvel e reativa (HU). O coeficiente de correlação da relação (AF + AH)/HU apresentou coeficiente de correlação com a taxa de recuperação, de -0,6383, significativo ao nível de 1 % de probabilidade, corroborando o resultado anterior. Este resultado pode estar relacionado com a capacidade das formas mais reativas formarem complexos argilo-húmicos com os minerais de argila dos solos (TAN, 1982), e dessa forma torná-los mais resistentes a oxidação pelo método de determinação do carbono total.

3.3.2. Labilidade e solubilidade do carbono

A labilidade da matéria orgânica e o carbono solúvel em água, são importantes parâmetros que caracterizam a matéria orgânica do solo e podem dar um indicativo de como essa matéria orgânica irá comportar-se frente a fração mineral dos solos. ROSA (1998) destacou que o carbono solúvel em água exerce influência sobre processos iônicos e intempéricos dos solos, e o carbono lábil, pode também, ter grande importância nas interações com a fração mineral. Como os estudos concentram-se nas formas húmicas, da matéria orgânica, há pouco conhecimento sobre o CSA e a labilidade da matéria orgânica. Para se estudar essas interações foi montada uma análise de trilha relacionando-se o CSA e o FL com as diversas variáveis da matéria orgânica.

Para os efeitos diretos e totais sobre o CSA (Quadro 9), pode-se destacar o efeito direto significativo e positivo do AF, indicando que esta forma da fração húmica, contém as formas mais solúveis, e por conseguinte, mais reativas e móveis. O efeito total também confirma esta tendência. AH, HU, AFAHH e MOL, possuem efeitos totais significativos e positivos, embora com coeficientes um pouco menores, quando comparados com o do AF. Este resultado para AFAHH, ilustra a menor solubilidade da humina em relação às outras formas, AF e AH. O FL apresentou comportamento contrário aos anteriores, com o efeito total significativo, porém negativo, indicando que as formas lábeis, por terem sido pouco modificadas, ainda não foram transformadas em formas mais solúveis, que são consideradas altamente alteradas.

Os efeitos diretos e totais significativos entre o fator de labilidade e as frações húmicas e suas relações, o CSA e a matéria orgânica leve foram negativos (Quadro 10), indicando que estas frações não representam as formas lábeis de matéria orgânica dos Latossolos estudados. O único efeito significativo que foi positivo, foi o efeito direto do AH, que, todavia, pode ser desconsiderado, porque o efeito total, de sinal contrário, foi maior. O efeito total e direto significativo e positivo, para a relação AFAHH, indica que a HU, pode

apresentar formas mais lábeis que AF e AH, talvez, porque a HU seja menos modificada que as outras formas húmicas.

QUADRO 9 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Carbono Solúvel em Água (CSA) e Ácido Fúlvico (AF), Ácido Húmico (AH), Humina (HU), Relação Ácido Fúlvico/Ácido Húmico (AF/AH) , Ácido Fúlvico+Ácido Húmico/Humina ((AF+AH)/HU), Fator de Labilidade (FL) e Matéria Orgânica Leve (MOL), nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	AF	AH	HU	AFAH	AFAHH	FL	MOL	TOTAL ^{2/}
AF	<u>0,64</u> **	-0,14	0,14	0,01	0,04	-0,08	0,21	0,82**
AH	0,45	<u>-0,20</u>	0,13	0,15	0,04	-0,07	0,19	0,70**
HU	0,46	-0,13	<u>0,19</u>	0,05	0,01	-0,05	0,19	0,72**
AFAH	-0,04	0,13	-0,04	<u>-0,24</u>	-0,03	0,03	-0,06	-0,25
AFAHH	0,41	-0,15	0,03	0,10	<u>0,06</u>	-0,08	0,13	0,51**
FL	-0,45	0,12	-0,08	-0,06	-0,04	<u>0,11</u>	-0,14	-0,55**
MOL	0,49	-0,14	0,13	0,05	0,03	-0,06	<u>0,28</u>	0,78**

Coefficiente de determinação: 0,77

Efeito da variável residual = 0,48

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** Significativos a 1%, pelo teste F

QUADRO 10 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Fator de Labilidade (FL) e Ácido Fúlvico (AF), Ácido Húmico (AH), Humina (HU), Relação Ácido Fúlvico/Ácido Húmico (AF/AH) , Ácido Fúlvico + Ácido Húmico/Humina ((AF+AH)/HU), Carbono Solúvel em Água (CSA) e Matéria Orgânica Leve (MOL), nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	AF	AH	HU	AFAH	AFAHH	CSA	MOL	TOTAL ^{2/}
AF	<u>-0,18</u>	0,39	-0,42	0,00	-0,60	0,13	-0,02	-0,71**
AH	-0,13	<u>0,55</u> **	-0,39	-0,05	-0,67	0,11	-0,02	-0,60**
HU	-0,13	0,36	<u>-0,59</u> **	-0,02	-0,15	0,12	-0,02	-0,43
AFAH	0,01	-0,34	0,13	<u>0,09</u>	0,39	-0,04	0,01	0,25
AFAHH	-0,12	0,40	-0,09	-0,04	<u>-0,94</u> **	0,08	-0,01	-0,72**
CSA	-0,15	0,38	-0,43	-0,02	-0,48	<u>0,16</u>	-0,02	-0,55**
MOL	-0,14	0,38	-0,39	-0,02	-0,44	0,12	<u>-0,03</u>	-0,51**

Coefficiente de determinação: 0,67

Efeito da variável residual = 0,57

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** Significativos a 1%, pelo teste F

3.4. Interação entre os componentes minerais e os orgânicos dos solos

A interação entre os componentes minerais e orgânicos dos solos foi estudada pela análise de trilha. Como foram testadas um número muito grande de variáveis dependentes e independentes, só serão apresentadas resultados estatisticamente significativos e que ao mesmo tempo estivessem embasadas em princípios teóricos consistentes.

A interação da goethita, como variável dependente, e das diversas variáveis dependentes é mostrada no Quadro 11.

QUADRO 11 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Teor de Goethita (GOE) e Ácido Fúlvico (AF), Humina (HU), Alumínio Extraído pelo Ditionito-Citrato (Ald), Ferro Extraído pelo Oxalato de Amônio (Feo), Relação Ferro Oxalato/Ditionito (Feo/Fed) e Ferro Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Fep), nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	AF	HU	Ald	Feo	Feo/Fed	Fep	TOTAL ^{2/}
AF	<u>-0,49**</u>	0,48	0,09	-0,11	-0,05	0,29	0,22
HU	-0,35	<u>0,67**</u>	0,00	0,00	-0,09	0,16	0,40*
Ald	-0,13	0,00	<u>0,35*</u>	-0,51	0,22	0,27	0,20
Feo	-0,08	0,00	0,28	<u>-0,64**</u>	0,11	0,27	-0,07
Feo/Fed	-0,05	0,12	-0,16	0,14	<u>-0,49**</u>	-0,04	-0,48**
Fep	-0,32	0,24	0,21	-0,37	0,04	<u>0,46**</u>	0,26

Coefficiente de determinação = 0,63

Efeito da variável residual = 0,61

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** e * significativos a 1,0% e a 5,0% , respectivamente, pelo teste F

Num primeiro aspecto, deve-se salientar a influência das características da matéria orgânica, além das mineralógicas, na formação da goethita. Para as variáveis orgânicas, HU, obteve efeito significativo e positivo e maior que o efeito da variável residual, ou seja, o aumento dos seus teores, de alguma forma, favoreceu o aumento dos teores de goethita nos solos, confirmando os resultados encontrados por SCHWERTMANN (1966); KÄMPF & SCHWERTMANN (1983); CURI & FRANZMEIER (1984); MACEDO & BRYANT (1987);

SCHWERTMANN & TAYLOR (1989); KER (1995); RESENDE et al. (1995), que observaram o efeito antihematítico da matéria orgânica. Ao que parece, formas mais estáveis, como a humina, apesar de serem menos reativas, permitem a formação de complexos mais estáveis com o ferro da solução do solo.

O efeito direto do Ald foi significativo e positivo, contudo menor que o efeito da variável residual. Apesar disso, a presença do alumínio no ambiente de formação dos óxidos de ferro cristalinos, favorece a formação da goethita em detrimento da hematita, permitindo maiores teores de impurezas em sua estrutura cristalina. Este alumínio pode ser colocado a disposição destes óxidos, pela matéria orgânica, que forma complexos com metais, tornando-os mais solúveis. SCHWERTMANN & KÄMPF (1985); TORRENT et al. (1987); SCHWERTMANN (1988); SCHWERTMANN & TAYLOR (1989) e FONTES & WEED (1991) afirmam que o alumínio possui maiores taxas de substituição na goethita que na hematita.

O Feo apresentou efeitos significativos e negativos, ou seja, quantidades maiores de óxidos de ferro de baixa cristalinidade, prejudicam a formação da goethita. O Fep, considerado como formas Fe ligadas à matéria orgânica, favorece a formação da goethita, efeito significativo e positivo, porém menor que o efeito da variável residual. Então, em solos ou horizontes mais ricos em matéria orgânica, principalmente em fração humina, há o favorecimento na formação da goethita. KER (1995) e RESENDE et al. (1995) também observaram este efeito goethítico da matéria orgânica.

Na análise da hematita (Quadro 12), pode-se ressaltar uma diferença, em relação à goethita, que é a menor influência dos componentes orgânicos. Apenas uma variável, a humina, apresentou efeito significativo, contudo menor que os das variáveis mineralógicas. A presença da humina (HU) correlacionou-se negativamente com os teores de hematita, talvez, pelo fato da humina formar complexos com íons Fe, diminuindo sua atividade na solução do solo, e favorecendo a formação da goethita em detrimento da hematita.

Para os componentes mineralógicos, os efeitos com a hematita apresentaram melhor performance que os componentes orgânicos. O Al_2O_3

(ALS), apresentou efeitos significativos e negativos, ou seja, solos ricos em óxidos de Al, como os gibbsíticos, favorecem a formação da goethita em detrimento da hematita, confirmando os resultados encontrados por RESENDE (1976); CURI (1983); FONTES (1988); SCHWERTMANN (1988); SCHWERTMANN & TAYLOR (1989); KER (1995); FONTES & WEED (1991) e FERNANDES (2000).

QUADRO 12 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Teor de Hematita (HEM) e Humina (HU), Alumínio Extraído pelo Ditionito-Citrato (Ald), Ferro Extraído pelo Oxalato de Amônio (Feo), Ferro Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Fep), SiO₂ (SIS), Al₂O₃ (ALS) e Fe₂O₃ (FES) Extraído pelo Ataque Sulfúrico, nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	HU	Ald	Feo	Fep	SIS	ALS	FES	TOTAL ^{2/}
HU	-0,32*	0,00	0,00	-0,03	0,01	0,02	-0,01	-0,33*
Ald	0,00	0,00	0,74	-0,05	0,05	-0,04	0,02	0,74**
Feo	0,00	0,00	0,94**	-0,05	0,05	-0,08	0,03	0,91**
Fep	-0,11	0,00	0,55	-0,08	-0,01	-0,03	0,01	0,34*
SIS	0,02	0,00	-0,39	0,00	-0,12	0,02	-0,01	-0,47**
ALS	-0,06	0,00	-0,78	0,03	-0,03	0,09	-0,02	-0,81**
FES	0,05	0,00	0,60	-0,02	0,03	-0,05	0,04	0,66**

Coefficiente de Determinação: 0,96

Efeito da variável residual = 0,20

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** e * significativos a 1,0% e a 5,0% , respectivamente, pelo teste F

As três formas de Fe (Feo, Fep e Fe₂O₃), apresentaram efeitos significativos e positivos, indicando que teores de ferro, em várias formas, seja ligada a matéria orgânica, ou de baixa cristalinidade, são determinantes na formação da hematita.

Os teores de SiO₂ e Al₂O₃ revelaram efeitos significativos e negativos, indicando que estes compostos inibem a formação da hematita, salientando o alto efeito total do Al₂O₃, então, pode-se considerar os óxidos de alumínio, como determinantes na formação da hematita e goethita, confirmando os resultados encontrados por SCHWERTMANN & TAYLOR, (1989).

Estudando-se as interações dos teores de ferro extraído pelo oxalato de amônio (Feo) (Quadro 13), observa-se que a relação AFAHH apresentou efeito positivo e significativo, indicando que a humina, em relação às outras formas mais solúveis da matéria orgânica humificada, favorece a formação dos óxidos de ferro de menor cristalinidade. Este fato pode estar relacionado com uma diminuição da atividade do Al, pela formação dos complexos orgânicos, ou pelo aumento do ferro ligado à matéria orgânica, o que pode torná-lo mais disponível para a formação dos óxidos de ferro de menor cristalinidade, ou ainda, por tornar estes mais estáveis, através da formação dos complexos.

QUADRO 13 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Ferro Extraído pelo Oxalato de Amônio (Feo) e Relação (Ácido Fúlvico + Ácido Húmico)/Humina (AFAHH), Ferro Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Fep), SiO₂ Extraído pelo Ataque Sulfúrico (SIS) e Al₂O₃ (ALS) Extraído pelo Ataque Sulfúrico, nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	AFAHH	Fep	SIS	ALS	TOTAL ^{2/}
AFAHH	<u>0,08</u>	0,26	-0,06	0,12	0,39*
Fep	0,06	<u>0,35*</u>	-0,01	0,19	0,58**
SIS	0,02	0,02	<u>-0,29</u>	-0,16	-0,41*
ALS	-0,01	-0,10	-0,07	<u>-0,66**</u>	-0,84**

Coefficiente de Determinação: 0,90

Efeito da variável residual = 0,32

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** e * significativos a 1,0% e a 5,0% , respectivamente, pelo teste F

A correlação negativa com o Al₂O₃, mostra que este dificulta a formação dos óxidos de ferro de baixa cristalinidade, tanto pelo fato de que os solos mais ricos em Al, são relativamente mais pobres em Fe, diminuindo a formação de óxidos. O SiO₂ também inibe a formação dos óxidos de ferro de baixa cristalinidade.

O Fep apresentou efeitos positivos, o que indica que quanto mais ferro ligado à matéria orgânica, mais será favorecida a formação dos óxidos de menor cristalinidade, talvez, pelo aumento da solubilidade e atividade dos íons de ferro.

OADES (1989) constatou que quanto maior o teor de carbono, maior o teor das formas menos cristalinas de ferro.

De acordo com os efeitos significativos para o Ferro extraído pelo ditionito-citrato, ou ferro livre (Fed) (Quadro 14), observa-se que as variáveis que apresentaram efeitos significativos, foram apenas as mineralógicas. ALS obteve efeito negativo, indicando que solos com altos teores de óxidos de Al, são relativamente mais pobres em óxidos de ferro livre, pela pobreza relativa em teores de Fe.

QUADRO 14 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Ferro Extraído pelo Ditionito-Citrato (Fed) e Ferro Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Fep), SiO₂ (SIS), Al₂O₃ (ALS) e Fe₂O₃ (FES) Extraído pelo Ataque Sulfúrico, nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	Fep	SIS	ALS	FES	TOTAL ^{2/}
Fep	0,20	-0,01	0,16	0,06	0,42*
SIS	0,01	-0,29	-0,12	-0,06	-0,45**
ALS	-0,06	-0,07	-0,53**	-0,14	-0,84**
FES	0,05	0,07	0,30	0,24	0,69**

Coefficiente de Determinação : 0,85

Efeito da variável residual = 0,39

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** e * significativos a 1,0% e a 5,0%, respectivamente, pelo teste F

Para os componentes orgânicos com efeitos significativos com Fep (Quadro 15), as formas menos modificadas e mais lábeis da matéria orgânica, MOL e FL, apresentam efeitos negativos com Fep, indicando que estas formas possuem baixa capacidade de formação de complexos com o Fe. Para as formas humificadas (AF, AH e HU), e para o CSA, os efeitos foram positivos, ou seja, estas formas possuem capacidade de ligação com o Fe, sejam através da formação de complexos com íons metais ou com minerais de argila. A relação AFAHH, indica que as formas humificadas mais solúveis e reativas, AF e AH,

possuem maior capacidade de ligação com o Fe, que a HU. Este fato, pode estar relacionado com a maior quantidade de cargas, apresentadas por essas formas.

Para as variáveis que caracterizam a matéria orgânica, com efeitos significativos com Alp (Quadro 16), da mesma forma que para o Fep, o FL apresentou efeito negativo, indicando que formas lábeis de carbono não apresentam capacidade de ligação e formação de complexos com o Al. Para a MOL o resultado foi diferente, em relação ao Fep, indicando que os ácidos orgânicos liberados pela MOL, possuem maior capacidade de ligação com Al, que com Fe.

QUADRO 15 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Ferro Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Fep) e Matéria Orgânica Leve (MOL), Carbono Solúvel em Água (CSA), Fator de Labilidade (FL), Ácido Fúlvico (AF), Ácido Húmico (AH), Humina (HU), Relação (Ácido Fúlvico + Ácido Húmico)/Humina (AFAHH), nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	MOL	CSA	FL	AF	AH	HU	AFAHH	TOTAL ^{2/}
MOL	<u>-0,45**</u>	-0,11	-0,13	0,39	0,14	0,17	0,32	0,34*
CSA	-0,35	<u>-0,14</u>	-0,14	0,42	0,14	0,19	0,35	0,47**
FL	0,23	0,08	<u>0,25</u>	-0,36	-0,12	-0,11	-0,49	-0,53**
AF	-0,34	-0,11	-0,17	<u>0,51**</u>	0,14	0,18	0,44	0,64**
AH	-0,31	-0,10	-0,15	0,36	<u>0,20</u>	0,17	0,49	0,66**
HU	-0,30	-0,10	-0,11	0,37	0,13	<u>0,26</u>	0,11	0,36*
AFAHH	-0,21	-0,07	-0,18	0,33	0,14	0,04	<u>0,68**</u>	0,73**

Coeficiente de Determinação: 0,71

Efeito da variável residual = 0,54

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** e * significativos a 1,0% e a 5,0% , respectivamente, pelo teste F

As outras frações apresentaram comportamento semelhante ao Fep, onde, CSA, AF, AH e HU, apresentaram efeitos positivos com Alp, indicando que estas frações possuem alta capacidade de ligação ao Al. Considerando os valores dos efeitos significativos, seja o direto ou total, o Alp apresentou-se sempre maior que o Fep, indicando que o Al deve ter uma maior afinidade de ligação com estas frações orgânicas, que o Fe. Para a relação AFAHH, o comportamento

é semelhante ao do Fep. Mas, para a relação AFAH, o efeito significativo foi negativo, indicando que formas mais solúveis e reativas, como os AF, possuem menor capacidade de ligação com o Al, em relação ao AH.

QUADRO 16 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Alumínio Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Alp) e Matéria Orgânica Leve (MOL), Carbono Solúvel em Água (CSA), Fator de Labilidade (FL), Ácido Fúlvico (AF), Ácido Húmico (AH), Humina (HU), Relação Ácido Fúlvico/Ácido Húmico (AFAH) , Relação (Ácido Fúlvico + Ácido Húmico)/Humina (AFAHH), nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	MOL	CSA	FL	AF	AH	HU	AFAH	AFAHH	TOTAL ^{2/}
MOL	<u>0,08</u>	-0,18	-0,06	0,51	-0,02	0,06	0,08	0,14	0,60**
CSA	0,06	<u>-0,24</u>	-0,06	0,55	-0,02	0,07	0,09	0,15	0,60**
FL	-0,04	0,13	<u>0,12</u>	-0,47	0,01	-0,04	-0,09	-0,21	-0,59**
AF	0,06	-0,20	-0,08	<u>0,67**</u>	-0,02	0,07	0,02	0,18	0,71**
AH	0,05	-0,17	-0,07	<u>0,47</u>	<u>-0,02</u>	0,06	0,23	0,21	0,76**
HU	0,05	-0,17	-0,05	0,48	-0,01	<u>0,10</u>	0,08	0,05	0,52**
AFAH	-0,02	0,06	0,03	-0,04	0,01	-0,02	<u>-0,37*</u>	-0,12	-0,46**
AFAHH	0,04	-0,12	-0,08	0,43	-0,02	0,02	0,15	<u>0,29</u>	0,70**

Coeficiente de Determinação: 0,71

Efeito da variável residual = 0,54

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** e * significativos a 1,0% e a 5,0% , respectivamente, pelo teste F

3.5. Ponto de carga zero por efeito salino (PCZES)

Foram determinados os efeitos das variáveis mineralógicas e orgânicas sobre o PCZES (Quadro 17). Dessa forma, considerou-se o PCZES como um resultado da interação das fases mineralógicas e orgânicas dos solos estudados, já que a interação entre a fração orgânica e mineral do solo se dá através de fenômenos de carga.

Em relação às variáveis orgânicas, houve algumas que não contribuíram, ou não acompanharam a diminuição do PCZES. Foi o caso do FL e da relação AFAH, que apresentaram efeitos significativos e positivos. Neste caso, há uma

QUADRO 17 - Desdobramentos das Correlações em Efeitos Diretos e Indiretos^{1/}, entre o Ponto de Carga Zero por Efeito salino (PCZES) e Matéria Orgânica Leve (MOL), Carbono Solúvel em Água (CSA), Fator de Labilidade (FL), Ácido Fúlvico (AF), Ácido Húmico (AH), Humina (HU), Relação Ácido Fúlvico/Ácido Húmico (AFAH) , Relação (Ácido Fúlvico + Ácido Húmico)/Humina (AFAHH), Teor de Caulinita (CAU), Hematita (HEM), Goethita (GOE) e Gibbsita (GIB), determinados por Alocação, Alumínio Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Alp) e Ferro Extraído pelo Pirofosfato de Sódio (Fep), nas Amostras de Solos Estudadas

Variáveis	MOL	CSA	FL	AF	AH	HU	AFAH	AFAHH	CAU	HEM	GIB	Alp	GOE	Fep	TOTAL ^{2/}
MOL	<u>-0,45**</u>	0,22	0,03	-0,82	0,19	0,28	-0,11	-0,12	-0,01	-0,20	0,07	0,47	0,09	-0,14	-0,49**
CSA	-0,35	<u>0,29</u>	0,03	-0,88	0,19	0,30	-0,13	-0,13	0,00	-0,16	0,08	0,47	0,11	-0,20	-0,37*
FL	0,23	-0,16	<u>-0,06</u>	0,76	-0,17	-0,18	0,13	0,18	0,01	0,04	-0,03	-0,46	-0,02	0,23	0,50**
AF	-0,35	0,24	0,04	<u>-1,07**</u>	0,20	0,30	-0,03	-0,16	0,00	-0,08	0,07	0,56	0,08	-0,27	-0,48**
AH	-0,31	0,20	0,04	-0,76	<u>0,28</u>	0,27	-0,33	-0,18	-0,01	-0,10	-0,07	0,60	0,11	-0,28	-0,54**
HU	-0,30	0,21	0,03	-0,77	0,18	<u>0,42*</u>	-0,12	-0,04	0,00	-0,27	0,11	0,41	0,15	-0,15	-0,14
AFAH	0,09	-0,07	-0,02	0,06	-0,17	-0,09	<u>0,54**</u>	0,10	0,01	0,01	0,19	-0,36	-0,05	0,13	0,37*
AFAHH	-0,22	0,15	0,05	-0,69	0,20	0,07	-0,23	<u>-0,25</u>	-0,01	0,20	-0,13	0,55	0,01	-0,31	-0,61**
CAU	-0,05	-0,01	0,01	-0,04	0,06	-0,03	-0,17	-0,05	<u>-0,04</u>	-0,38	-0,14	0,40	0,07	-0,02	-0,39*
HEM	0,11	-0,06	0,00	0,11	-0,03	-0,14	0,01	-0,06	0,02	<u>0,80**</u>	-0,25	-0,18	-0,12	-0,15	0,06
GIB	-0,06	0,05	0,00	-0,16	-0,04	0,10	0,22	0,07	0,01	-0,43	<u>0,47**</u>	-0,13	-0,01	0,13	0,22
Alp	-0,27	0,17	0,04	-0,76	0,21	0,22	-0,25	-0,17	-0,02	-0,18	-0,08	<u>0,79**</u>	0,11	-0,29	-0,48**
GOE	-0,10	0,09	0,00	-0,24	0,08	0,17	-0,07	-0,01	-0,01	-0,26	-0,01	0,22	<u>0,38*</u>	-0,11	0,13
Fep	-0,15	0,14	0,03	-0,69	0,19	0,15	-0,17	-0,18	0,00	0,28	-0,15	0,53	0,10	<u>-0,43*</u>	-0,36*

Coefficiente de Determinação 0,72

Efeito da variável residual = 0,53

1/ Leituras dos efeitos diretos na diagonal e dos efeitos indiretos na horizontal

2/ Coeficiente de correlação linear simples

** e * significativos a 1,0% e a 5,0% , respectivamente, pelo teste F

indicação de que quanto maior labilidade da matéria orgânica do solo maior será o PCZES do solo.

As duas frações, separadamente, AF e AH, apresentaram efeitos significativos e negativos, ou seja, o aumento dos seus teores é acompanhado por uma diminuição do PCZES dos solos, resultado já obtido por STEVENSON (1994). Também, MOL e a relação AFAHH obtiveram efeitos significativos e negativos, ou seja, contribuíram para a diminuição do PCZES dos solos estudados.

O comportamento diferente da HU, apesar de apresentar um efeito baixo, ele foi significativo e positivo, comparada aos AF e AH, pode estar relacionado com os grupos funcionais presentes em cada fração. De acordo com STEVENSON (1994), os ácidos fúlvicos apresentam maior teor de acidez total, graças aos grupos funcionais contendo oxigênio, como os carboxílicos e outros. O mesmo autor constata que os ácidos fúlvicos, com menor peso molecular, possuem um maior poder de influir no pH dos solos, pois expõem mais os seus grupos funcionais. Então, a variação da capacidade de ionização dos grupos funcionais e a quantidade destes grupos por superfície, podem ser a indicação do comportamento diferente das várias frações da matéria orgânica dos solos.

Para a fração mineral, os resultados indicaram um comportamento diferente entre os óxidos de Fe e Al e os minerais silicatados, no caso, a caulinita (Quadro 17). O teor de caulinita apresentou baixo efeito, porém significativo e negativo, fato também relatado por DIXON (1989) e FONTES et al. (2001). Por outro lado, a hematita, goethita e gibbsita, apresentaram-se com efeitos significativos e positivos, ou seja, eles contribuíram para aumentar o PCZES dos Latossolos, resultado confirmado por BESOAIN (1985); HSU (1989); SCHWERTMANN & TAYLOR (1989) e FONTES et al. (2001). Então solos mais oxídicos, possuem o PCZES maior, que os cauliníticos. Indicando que os solos mais oxídicos possuem uma maior capacidade de desenvolverem carga líquida positiva, e menor CTC, que os cauliníticos.

O Alp apresentou efeito direto significativo positivo, maior que o efeito total, que foi negativo, ou seja, o aumento do seu teor, colabora com o aumento

do PCZES. Tal fato deve ocorrer provavelmente, porque a ligação do Al com grupos funcionais da matéria orgânica, faz com que o caráter iônico das hidroxilas dos óxidos de Al se mantenham, mesmo em pHs mais elevados.

Para o Fep, o resultado é o oposto, onde os efeitos total e direto foram significativos e negativos, neste caso, as ligações entre o Fe e a matéria orgânica, alteram a natureza dos grupos iônicos do óxido de Fe. Este resultado obtido para o Fep, corrobora a afirmação, de que a adsorção específica de alguns ânions orgânicos, confere à superfície dos minerais de argila, cargas negativas, que antes não existiam, provocando uma queda do PCZES destes minerais, ao que parece, isto é mais intenso nos óxidos de Fe, que nos de Al. Provavelmente, as ligações entre o O e o H das hidroxilas ficam mais fracas, quando o Fe liga-se à matéria orgânica, tornando-os mais fáceis de se ionizarem, conferindo uma diminuição do PCZES.

4. CONCLUSÕES

A hematita apresentou maior facilidade de redução pelo ditionito que a goethita, provavelmente pela maior substituição isomórfica apresentada pela goethita. A substituição isomórfica do Fe pelo Al diminui a cela unitária e aumenta a compacidade dos cristais da goethita, aumentando sua resistência à redução.

A maioria dos óxidos dos solos altamente intemperizados são cristalinos, os óxidos de ferro de menor cristalinidade estão em maiores quantidades nos horizontes superficiais, favorecidos pela presença da matéria orgânica ou pelo hidromorfismo.

Os solos mais goethíticos apresentaram maior substituição isomórfica e com maiores teores de matéria orgânica ao passo que os hematíticos apresentaram menor substituição e menores teores de matéria orgânica.

O alumínio apresentou maior afinidade com a matéria orgânica que o ferro.

A fração areia dos solos estudados apresentaram uma predominância do quartzo e a fração argila, uma combinação de quantidades variáveis de caulinita, gibbsita goethita e hematita, resultado típico dos solos altamente intemperizados. As variações nas quantidades dos minerais citados e a presença de outros minerais, como a vermiculita com hidroxí entre camadas no Latossolo Bruno, a

maghemita nos solos com maiores teores de óxidos de ferro, e a presença de minerais com pior cristalinidade, são definidas pelo material de origem e por condições de clima e relevo.

A origem da maghemita, presente nos solos derivados de rochas máficas e do itabirito, parece estar ligada à oxidação da magnetita herdada do material de origem, e não à transformação de outros óxidos de Fe, em presença da matéria orgânica, sob a atuação do fogo.

A matéria orgânica e os valores iniciais de fósforo disponível no solo diminuíram a adsorção de P, determinada pela CMAP. A menor exposição dos sítios de troca dos Latossolos oxídicos provocada pela estrutura dos microagregados destes solos, também afetaram a CMAP dos solos, diminuindo a retenção de fósforo.

Os solos mais gibbsíticos apresentaram maior capacidade de adsorção de fósforo, sugerindo uma maior efetividade do alumínio que do ferro na sorção de P dos Latossolos. Os óxidos de menor cristalinidade exerceram influência sobre a CMAP, com uma maior capacidade de adsorção de fósforo do solo.

A substituição isomórfica de ferro por alumínio, por aumentar a superfície específica dos óxidos de ferro, contribuiu para o aumento da adsorção de fósforo.

A maior porcentagem de carbono lábil é encontrada nos horizontes subsuperficiais dos solos estudados, nos horizontes superficiais a matéria orgânica apresenta-se menos lábil.

A humina é a fração mais abundante, dentre as três frações húmicas. As relações entre estas frações húmicas, ácido fúlvico/ácido húmico e (ácido fúlvico + ácido húmico)/humina há um aumento em profundidade das formas mais solúveis e reativas.

A taxa de recuperação pelas frações sempre foi maior no horizonte B, chegando, em alguns casos, a alcançar valores 300 % maiores em relação aos alcançados pelo carbono orgânico total. As correlações dessa taxa com as diversas frações húmicas sugerem que as formas mais reativas são as mais propensas a formar complexos argilo-húmicos.

A influência da matéria orgânica na formação da goethita foi sugerida pela correlação positiva entre a humina e os teores de goethita. Para a hematita houve pouco efeito dos componentes orgânicos e uma correlação negativa com a presença de algumas formas do alumínio.

Formas mais humificadas apresentam maior afinidade com o ferro que formas mais lábeis e menos alteradas.

As diversas frações da matéria orgânica dos solos não apresentam comportamentos semelhantes sobre o PCZES do solo. As formas mais lábeis, e as humificadas menos reativas (humina), tendem a aumentar o PCZES, enquanto as outras mais reativas e solúveis (ácido fúlvico e ácido húmico) tendem a diminuir o PCZES do solo.

Os solos mais oxídicos, sejam os goethíticos, hematíticos ou gibbsíticos, possuem o PCZES maior que os cauliniticos.

5. LITERATURA CITADA

- ALVAREZ V.; NOVAIS, R.F. de; DIAS, L.E.; OLIVEIRA, J.A. de. Determinação e uso do fósforo remanescente. **B. Inf.**, Soc. Bras. Ci. Solo, Viçosa, 25:27-32, 2000.
- ARIAS, M.; BARRAL, M.T.; DIAZ-FIERROS, F. Effects of associations between humic acids and iron or aluminium on the flocculation and aggregation of Kaolin and quartz. **European J. of Soil Sci.**, 47:335-343, 1996.
- BACHE, B.W. & WILLIAMS, E.G. A phosphate sorption index for soils. **J. Soil Sci.**, 22:289-301, 1971.
- BAHIA FILHO, A.F.C.; BRAGA, J.M.; RESENDE, M.; RIBEIRO, A.C. Relação entre adsorção de fósforo e componentes mineralógicos da fração argila de Latossolos do Planalto Central. **R.Bras.Ci.Solo**, 7:221-226, 1983.
- BARTLETT, R.J. & ROSS, D.N. Colorimetric determination of oxidizable carbon in acid soil solutions. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, 52:1191-1192, 1988.
- BENNEMA, J. & CAMARGO, M.N. **Segundo esboço parcial de classificação de solos brasileiros**. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Divisão de Pedologia e Fertilidade do Solo, 1964. 17p.
- BESOAIN, E. **Mineralogía de arcillas de suelos**. San José, Costa Rica: IICA, 1985. 1216p.

- BLAIR, G.J., LEFROY, R.D.B., LISLE, L. Soil carbon fractions based on their degree of oxidation, and the development of carbon management index for agricultural systems. **Aust. J. Soil Res.**, Melbourne, 46:1459-66, 1995.
- BOGNOLA, I.A. **Caracterização química, física e mineralógica de solos intermediários entre Latossolos Brunos e Latossolos Roxos**. Viçosa, UFV, 1995. 205p. (Tese M.S.)
- BRAGA, J.M. & DEFELIPO, B.V. Determinação espectrofotométrica de fósforo em extrato de solo e material vegetal. **Rev. Ceres**, Viçosa, 21:73-85, 1974
- CAMARGO, M.N. Proposição preliminar de conceituação de latossolos férreos. In: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos - EMBRAPA-SNLCS. **Conceituação sumária de algumas classes de solos recém-reconhecidas nos levantamentos e estudos de correlação do SNLCS**. Rio de Janeiro, 1982. p. 29-31. (Circular Técnica, 1).
- CAMARGO, M.N.; KLAMT, E.; KAUFFMAN, J.H. Classificação de solos usada em levantamento pedológico no Brasil. **B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo**, 12:11-33, 1987.
- CAMARGO, O.A.; JACOMINE, P.K.T.; CARVALHO, A.P.; J. OLMOS, I.L. **The Brazilian classification of Latosols**. IN: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP: CLASSIFICATION, CHARACTERIZATION AND UTILIZATION OF OXISOLS, VIII. Brazil, 1986. Part 1. **Proceedings...** EMBRAPA, SMSS, AID, UPR, Rio de Janeiro, Brasil, 1988. p. 190-199.
- CARVALHO FILHO, A. **Caracterização mineralógica, química e física de solos de duas unidades de paisagem do planalto de Viçosa-MG**. Viçosa, UFV, 1989. 114p. (tese de mestrado)
- CERRI, C.C.; BERNOUX, M.; VOLKOFF, B.; MORAES, J.L. **Dinâmica do carbono nos solos da Amazônia**. In: ALVAREZ V., V. H.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M. P. F., (eds). O Solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa, MG. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 1996. p 61-69.
- CHRISTENSEN, B. T. **Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates**. In: STEWART, B. A., ed. *Advances in soil science*. Springer-Verlag. 1992. p 1-90. (Volume 20).
- COFFIN, D.E. A method for the determination of free iron in soil and clays. **Canadian J. of Soil Sci.** 43: 7-17, 1963.

- CURI, N. **Lithosequence and toposequence of oxisols from Goiás and Minas Gerais States, Brazil**. West Lafayette, Purdue University, 1983. 158p. (Tese Ph. D.)
- CURI, N. & FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 48:341-346. 1984.
- CURI, N. & FRANZMEIER, D.P. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some oxisols in Brazil. **Soil Sci. Soc. of Am. J.** 51:153-158, 1987.
- DIXON, J.B. Kaolin and serpentine group minerals. In: DIXON, J.B., WEED, S.B. (eds). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Sci. Soc. Am., 1989. p. 467-526.
- DONAGEMMA, G.K. **Pré-tratamento na análise textural visando a minimização do pseudo-silte em Latossolos de Minas Gerais**. Viçosa, MG: UFV, 2000. 89p. dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: 1997. 212p.
- FERNANDES, R.B.A. **Atributos mineralógicos, cor, adsorção e desorção de fosfatos em latossolos do Sudeste brasileiro**. Viçosa, MG:UFV, 2000. 265p. Dissertação (Doutorado em Solos e Nutrição de plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- FERREIRA, M.M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. **R. Bras. Ci. Solo**, 23(3):507-514, 1999a.
- FERREIRA, M.M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. **R. Bras. Ci. Solo**, 23(3):515-523, 1999b.
- FONTES, M.P.F. **Iron oxide mineralogy in some brazilian oxisols**. Raleigh: North Carolina State University, 1988. 175p. Tese (Ph. D.) - North Carolina State University, 1988.
- FONTES, M.P.F. & WEED, S.B. Iron oxides in selected brazilian oxisols: I. Mineralogy. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 55:1143-1149, 1991.
- FONTES, M.P.F. Iron oxide-clay mineral association in brazilian oxisols: a magnetic separation study. **Clays Clay Miner.**, 40:175-179, 1992.

- FONTES, M.P.F.; GJORUP, G.B.; ALVARENGA, R.C.; NACIF, P.G.S. Calcium salts and mechanical stress effects on water-dispersible clay of oxisols. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 59:224-227, 1995.
- FONTES, M.P.F. & WEED, S.B. Phosphate adsorption by clays from brazilian oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. **Geoderma**, 72:37-51. 1996.
- FONTES, M.P.F.; CAMARGO, O.A. de; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. **Scientia Agrícola**. 2001 (no prelo).
- GUALBERTO, V.; RESENDE, M.; CURI, N. Química e mineralogia de solos com altos teores de ferro da Amazônia e do Planalto Central. **R. Bras. Ci. Solo**, 11:245-252, 1987.
- GUGGENBERGER, G. & ZECH, W. Dissolved organic carbon in forest floor leachates: simple degradation products or humic substances? **Sci. Total Environ.**, 152:37-47, 1994.
- HERBILLON, A.J.; MESTDAGH, M.M.; VIELVOYE, I.; DEROUANE, E.G. Iron in kaolinite with special reference to kaolinite from tropical soils. **Clay Miner.**, 11:201-220, 1976.
- HSU, P.H. Aluminum oxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J.B., WEED, S.B. (eds). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Sci. Soc. Am., 1989. p.331-378.
- JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis**. Englewood Cliffs, M.J. Prentice-Hall, 1958. 498p.
- KALBITZ, K.; SOLINGER, S.; PARK, J.H.; MICHALZIK, B.; MATZNER, E. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: A review. **Soil Sci.** 165(4):277-304, 2000.
- KÄMPF, N. & SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, 29:27-39, 1983.
- KÄMPF, N., O ferro no solo. In: REUNIÃO SOBRE FERRO EM SOLOS INUNDADOS, 1, Goiânia, 1988. **Anais...** Goiânia, EMBRAPA - CNPAF, 1988, p. 35-71.

- KÄMPF, N.; RESENDE, M.; CURI, N. **Iron oxides in Brazilian Oxisols**. IN: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP: CLASSIFICATION, CHARACTERIZATION AND UTILIZATION OF OXISOLS, VIII. Brazil, 1986. Part 1. **Proceedings...** EMBRAPA, SMSS, AID, UPR, Rio de Janeiro, Brasil, 1988. p. 71-77.
- KER, J.C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de latossolos do Brasil**. Viçosa, MG. UFV, 1995. 181p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1995.
- KER, J.C.; FONTES, M.P.F.; SOUZA, A.R. de; RESENDE, M. Adsorção de fósforo em alguns solos latossólicos: relação entre mineralogia e efeito da calagem. **Rev. Ceres**. 43(246):216-226, 1996.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, 5(1):17-40, 1997.
- KONONOVA, M.M.; NOWAKOWSKI, T.Z.; NEWMAN, A.C.D. **Soil organic matter; its nature, its role in soil formation and in soil fertility**. 2^o ed. London: Pergaman, 1966. 544p.
- MACEDO, J. & BRYANT, R.B. Morphology, mineralogy, and genesis of a hydrosequence of oxisols in Brazil. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 51:690-698, 1987.
- MACEDO, J. & BRYANT, R.B. Preferential microbbial reduction of hematite over goethite in a Brazilian Oxisol. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 53:1114-1118, 1989.
- MARTIN, J.P. & HAIDER, K. Decomposition of specifically carbon-14 labeled benzoic acid and cinnamic acid derivatives in soil. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.** 39:657-662, 1975.
- McKEAGUE, J. A. & DAY, J. H. Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian J. of Soil Sci.** 46: 13-22, 1966.
- MELLO, J.W.V. de; BARRÓN, V. ; TORRENT, J. Phosphorus and iron mobilization in flooded soils from Brazil. **Soil Sci.** 163: 122-132, 1998.
- MESQUITA FILHO, M.V. & TORRENT, J. Phosphate sorption as related to mineralogy of a hydrosequence of soils from the Cerrado region (Brazil). **Geoderma**, 58:107-123, 1993.
- MESTDAGH, M.M.; VIELVOYE, L.; HERBILLON, A.J. Iron in kaolinite II; the relationship between kaolinite crystallinity and iron content. **Clay Miner.**, 15:1-13, 1980.

- MÖLLER, M.R.F. **Substituição isomórfica em óxidos de ferro de Latossolos da Amazônia e suas implicações na sorção de fósforo**. Piracicaba-SP, ESALQ, 1991. 70p. (Tese D.S.)
- MOURA FILHO, W. & BUOL, S.W. Studies of a Latosol Roxo (Eutruxox) in Brazil, Clay Mineralogy. **Experientiae**, Viçosa, MG, 13:218-234. 1972.
- MOURA FILHO, W. & BUOL, S.W. Studies of a Latosol Roxo (Eutruxox) in Brazil: micromorphology effect on ion release. **Experientiae**, Viçosa, MG, 21(8):161-177. 1976.
- MOURA FILHO, G.; RESENDE, M.; CRUZ, C.D. ALOCA, Programa para estimativa de minerais do solo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, 1995, Viçosa, MG. **Resumos expandidos...** Viçosa, MG:UFV, 1:201-202, 1995.
- NELSON, O.W. & SOMMERS, L.E. **Total carbon, organic carbon, and organic matter**. In: PAGE, A.L.; MILLER, R.H.; KEENEY, D.Z., eds. Methods of soil analysis. 2^a ed. Madison, American society of Agronomy, 1982. Part 2: Chemical and Microbiological Properties. p. 539-577 (Agronomy 9).
- NETTO, A.R. **Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros**. Viçosa, MG:UFV, 1996. 144p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- NOVAIS, R.F. de & SMYTH, T.J. **Fósforo em solo e planta em condições tropicais**. Viçosa, MG:UFV, DPS, 1999. 399p.
- OADES, J.M. The nature and distribution of iron compounds in soils. **Soils Fert.**, 26:69-80, 1963.
- OADES, J.M. **An introduction to organic matter in minerals soils**. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., (eds). Minerals in soil environments 2^a ed. Madison, Soil Sci. Soc. of Am., 1989. 89-160p.
- OLIVEIRA, J.B.; JACOMINE, P.K.T.; CAMARGO, M.N. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento**. Jaboticabal, FUNEP, 1992. 201p.
- OLSEN, S.R. & WATANABE, F.S. A method to determine a phosphorus adsorption maximum of soils as measured by Langmuir isotherm. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, 21:144-149, 1957.

- PACHECO, M.R.P.S. & HELENE, M.E.M. Atmosfera, fluxos de carbono e fertilização por CO₂. **Estudos Avançados** 4(9):204-219, 1990.
- PARFITT, R.L. Anion adsorption by soils and soil materials. **Adv. Agron.**, 30:1-50, 1978.
- PEÑA, F.; TORRENT, J. Predicting phosphate sorption in soils of mediterranean regions. **Fert. Res.**, 23:173-179, 1990.
- RAIJ, B. van & PEECH, M. Electrochemical properties of some Oxisols and Alfisols of the tropics. **Soil Sci. Soc. of Am. Proc.**, Madison, 36:587-593. 1972.
- RAULUND-RASMUSSEN, K.; BORGGAARD, O.K.; HANSEN, H.C.B.; OLSSON, M. Effect of natural organic soil solutes on weathering rates of soil minerals. **European J. of Soil Sci.** 49:397-406, 1998.
- RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of Central Plateau of Brazil**. Lafayette: Purdue University. 1976. 237p. Tese (PhD) - Purdue University, 1976.
- RESENDE, M.; SANTANA, D.P.; FRANZMEIER, D.P.; COEY, J.M.D. Magnetic properties of brazilian oxisols. In: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP; classification, characterization and utilization of oxisols, 8, Rio de Janeiro, 1986. **Proceedings...** Rio de Janeiro, EMBRAPA, SMSS, ATD, UPR, 1986. Pt. 1:78-108.
- RESENDE M.; BAHIA FILHO, A.F.C.; BRAGA, J.M. Mineralogia da argila de Latossolos estimada por Alocação a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico. **R. Bras. Ci. Solo**, 11:17-23, 1987.
- RESENDE M. & SANTANA, D.P. Uso das relações Ki e Kr na estimativa da mineralogia para classificação dos Latossolos. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3., Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS/SBCS, 1988. P225-232.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. de; CORRÊA, G.F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Viçosa: NEPUT, 1995. 304p.
- RODRIGUES, T.E. **Caracterização e gênese de Solos Brunos do maciço alcalino de Poços de Caldas (MG)**. Piracicaba, SP. ESALQ. 1984. 255p. (Tese de Doutorado)

- ROSA, M.E.C. da. **Formas de carbono e características físicas químicas e mineralógicas de um Latossolo Roxo sob plantio direto e mata, no sistema biogeográfico do cerrado.** Viçosa, MG. UFV. p. Tese (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1998.
- SAEG 5.0. **Sistema de Análise Estatísticas e Genéticas.** Universidade Federal de Viçosa. UFV. 1993.
- SALOMÃO, R.P.; NEPSTAD, D.C.; VIEIRA, I.C.G. Como a biomassa de florestas tropicais influi no efeito estufa? **Ciência Hoje** 21(122):38-47, 1996.
- SANTANA, D.P. **Soil formation in a toposequence of oxisols from Patos de Minas region, Minas Gerais, State, Brazil.** West Lafayette, Purdue University, 1984. 129p. (Tese Ph. D.).
- SCHULTEN, H-R. & LEINWEBER, P. Influence of the mineral matrix on the formation and molecular composition of soil organic matter in a long-term, agricultural experiment. **Biogeochemistry** 22:1-22, 1993.
- SCHULZE, D.G. **The identification of iron oxides by differential x-ray diffraction and the influence of aluminum substitution on the structure of goethite.** Weihenstephan, Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität München, 1982. 167p. (Tese Ph. D.)
- SCHWERTMANN, U. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. **Nature**, 212:645-646, 1966.
- SCHWERTMANN, U. & FECHTER, H. The influence of aluminum on iron oxides: XI. Aluminum-substituted maghemite in soils and its formation. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 48: 1462-1463.1984.
- SCHWERTMANN, U. The effect of environments on iron oxide minerals. **Adv. Soil Sci.**, 1:172-200, 1985.
- SCHWERTMANN, U. & KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. **Soil Sci.** 139:344-530, 1985.
- SCHWERTMANN, U **Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments.** In STUCKI, J.W. et al. (ed.) Iron in soils and clay minerals. NATO Adv. Stud. Inst., ser. C, Vol. 217. Reidel Publ. Co., Boston, MA. p. 267-308. 1988.
- SCHWERTMANN U. & TAYLOR R. M. **Iron oxides.** In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., (eds). Minerals in soil environments 2^a ed. Madison, Soil Sci. Soc. of Am., 1989. 379-438p.

- SILVA, F.B.R. **Cambissolos da porção central da província estrutural da Mantiqueira e suas relações com os Latossolos; alteração e pedogênese.** São Paulo, USP, 1985, 261p. (Tese D.S.)
- SILVA, J. de R.T. da. **Solos do Acre: caracterização física, química e mineralógica e adsorção de fosfato.** Viçosa, UFV, 1999, 117p. (Tese D.S.)
- STEVENSON, F.J. **Cycles of Soil: Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur, Micronutrients.** John Wiley & Sons, 1986. 380p.
- STEVENSON, F.J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions.** 2º ed. John Wiley & Sons, 1994. 496p.
- TAN, K.T. **Principles of soil chemistry.** New York: Marcel Dekker, 1982. 267p.
- TORRENT, J., SCHWERTMANN U., BARRÓN, V. The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in dithionite. **Clay Miner.**, 22(3):329-337, 1987.
- TURCHENEK, L.W. & OADES, J.M. Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. **Geoderma** 21:311-343, 1979.

3- INFLUÊNCIA DA MINERALOGIA E DA MATÉRIA ORGÂNICA NA AGREGAÇÃO DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS

RESUMO - Caracterizaram-se química e mineralógica e organicamente três classes de agregados proveniente de amostras dos horizontes A e B de um Plintossolo e de sete Latossolos do Estado de Minas Gerais. Foram estudadas as relações de algumas características químicas, mineralógicas e da matéria orgânica dos solos com a agregação. Na maioria dos solos houve uma tendência geral de maior média do tamanho dos agregados no horizonte A em relação ao B. Em geral, os agregados maiores apresentaram teores de ferro extraído pelo ditionito (Fed) mais elevados e os menores teores foram apresentados pelos agregados da classe menor. No caso do ferro extraído pelo oxalato (Feo) a classe de agregados intermediária apresentou teores de Fe maiores e a classe menor os menores teores. Para o ferro extraído pelo pirofosfato (Fep) os menores valores foram apresentados pela classe intermediária e os maiores pela menor classe. Com relação aos horizontes, houve uma tendência geral de aumento do Fed do horizonte A para o B enquanto que para o Feo houve uma diminuição. Esses resultados indicam claramente um aumento dos óxidos de Fe cristalinos e diminuição dos óxidos de Fe mal cristalizados com o aumento da profundidade e a conseqüente diminuição dos teores de matéria orgânica. Para o Fep os maiores valores foram encontrados no horizonte superficial espelhando a sua estreita

relação com os teores de matéria orgânica. Para o alumínio extraído pelo oxalato (Alo) o maior valor foi apresentado pela classe de menor tamanho ao passo que para o Alp o maior valor foi apresentado pela classe intermediária e o menor valor pela maior classe de agregados. Houve uma diminuição dos valores de Alo e Alp do horizonte A para o B seguindo a mesma tendência observada para os dados do Fe. Com relação à matéria orgânica, os menores teores de ácido fúlvico foram encontrados nos agregados maiores enquanto que para os ácidos húmicos os maiores teores foram obtidos para a maior classe de agregados. Em geral os maiores teores de humina foram obtidos para a maior classe de agregados. Os maiores valores de carbono total foram apresentados pelos agregados maiores. A maior recuperação pelo carbono total foi apresentada pela classe de agregados maiores, confirmando que o carbono dos agregados maiores é menos protegido fisicamente. Carbono orgânico total (COT), matéria orgânica leve (MOL), carbono lábil (CL), carbono solúvel em água (CSA), ácido fúlvico (AF) e humina (HU) apresentaram correlação positiva com a classe de agregados intermediária. COT, MOL, CL, CSA e AF apresentaram correlação negativa com a menor classe de agregados. Teores elevados de óxidos de Fe de baixa cristalinidade parecem ter contribuído com o aumento do tamanho dos agregados. Os teores de goethita apresentaram correlação negativa com a maior classe de agregado e positiva com a classe de agregados intermediária. Teores de gibbsita e a substituição de ferro por alumínio nos óxidos de ferro também apresentaram correlação positiva com a classe de agregados intermediária. O PCZES apresentou correlação negativa com a argila dispersa em água. Para os atributos orgânicos, COT, MOL, CL, CSA, AF e HU, todos apresentaram correlação positiva com a argila dispersa em água, sugerindo que com o aumento de seus teores aumentou-se a dispersão da argila dos solos estudados.

INFLUENCE OF THE MINERALOGY AND OF THE ORGANIC MATTER IN THE AGGREGATION OF HIGHLY WEATHERED SOILS OF MINAS GERAIS STATE

SUMMARY - Chemical, mineralogical and organic characterization of three classes of aggregates, originated from samples of A and B horizons of a Plinthic soil and of seven Latosols of the State of Minas Gerais were conducted. The relationship between some chemical, mineralogical and of the soils organic matter characteristics with aggregation were studied. For most of the soils there was a general tendency to larger mean size of the aggregates in A horizon as related to B horizon. In general the larger aggregates tended to present the highest iron contents extracted by ditionite (Fed) whereas the lowest contents were presented by the smaller aggregates class. In the case of iron extracted by oxalate (Feo), the class of the intermediate aggregates presented the largest Fe contents and the larger class the lowest contents. For iron extracted by pyrophosphate (Fep), the lowest values were presented by the intermediate class, and the highest by the smaller class. Concerning to horizons there was a general tendency to Fed increase from horizon A to B, while for the Feo there was a decrease. These results clearly indicated an increase in crystalline Fe oxides and a decrease in poorly crystalline Fe oxides, with the increase in depth and, consequently, the decrease in organic matter contents. The highest values for Fep were found in surface horizon, reflecting its close relationship to organic matter contents. As to aluminium extracted by oxalate (Alo), the highest value was presented by the class of smaller size, while for Alp the highest value was presented by the largest

aggregates class. There was a decrease in A_{lo} and A_{lp} values from horizons A to B, following the same tendency observed for Fe data. As far as organic matter is concerned, the lowest fulvic acid contents were found in the larger aggregates, while for humic acid the highest values were obtained for the larger aggregates class. In general, the highest humin contents were obtained for the aggregates of the larger class. Carbon highest contents were presented by the larger aggregates size. Total carbon showed highest recovering by the class of larger aggregates, confirming that in the larger aggregates the carbon is less protected physically. Total organic carbon (TOC), light dry matter (LDM), labile carbon (LC), water soluble carbon (WSC), fulvic acid (FAF), and humin (HU) presented positive correlation to the intermediate class of aggregates. TOC, LDM, LC, WSC and FA presented negative correlation to the smaller class of aggregates. Higher Fe low crystalline oxides content seemed to have contributed to the increase in the aggregates size. Goethite contents presented negative correlation to the aggregates highest class and positive to intermediate aggregates class. Gibbsite contents and the substitution of iron by aluminium, in iron oxides, also presented positive correlation to intermediate aggregates class. ZPCSE presented negative correlation to water dispersible clay. The organic attributes TOC, LDM, LC, WSC, FA and HU presented positive correlation to the water dispersible clay, suggesting that with the clay content increase the clay dispersion of the soils was increased.

1. INTRODUÇÃO

A medida que os solos evoluem, as partículas primárias se organizam, definindo agregados com características próprias. Estes agregados comportam-se como partículas independentes. A estrutura refere-se a este arranjo de partículas primárias e secundárias do solo (HARRIS et al., 1966; BAVER et al., 1973; CZURDA et al., 1995).

A agregação dá-se através da estabilização da união de partículas coloidais floculadas com silte e areia. O processo se inicia pela floculação dos colóides do solo, através das cargas elétricas das partículas (VEIGA et al., 1993), seja por atração de cargas opostas, ou pontes de íons da solução do solo. Para formar os agregados, é necessário que haja uma estabilização da união destas partículas, isso se dá através da cimentação, processo que é realizado por colóides orgânicos e minerais do solo. Argilas são aderidas às superfícies dos grãos de areia, e após a desidratação essa adesão é pouco reversível. A tenacidade entre as argilas e areias é maior quanto menor o tamanho das partículas. Essa união pode ser por forças capilares. Então, forças coesivas entre argilas orientadas são de grande importância na agregação, com arranjos densos e compactos (HARRIS et al., 1966; BAVER et al., 1973).

O processo envolve componentes como: tamanho de partículas, regime hídrico, presença de óxidos de Fe e Al, quantidade e tipo de argila, presença de sílica (VEIGA et al., 1993), compostos orgânicos como substâncias húmicas e polissacarídeos (TISDAL & OADES, 1982; ZHANG & HARTGE, 1995), além de componentes bióticos como a pedobiota, as raízes e hifas (HARRIS et al., 1966; BAVER et al., 1973; SIQUEIRA, 1988).

A caulinita pode colaborar com a formação de estrutura em blocos. Óxidos de Fe, matéria orgânica dificultam a formação deste tipo de estrutura, tendendo a formar estrutura granular. A montmorilonita produz agregados com eixos verticais e horizontais com mesma dimensão, a caulinita produz agregados mais laminares, reflexo da forma dos cristais da caulinita. A montmorilonita possui cristais menores e sem forma, então a grande superfície, a alta hidratação, grande carga, e a expansão, favorecem a formação da estrutura em blocos (HARRIS et al., 1966; BAVER et al., 1973).

RESENDE (1990) postula que óxidos de Fe e de Al e matéria orgânica são agentes que promovem uma certa desorganização no sistema o que provoca o aparecimento da estrutura granular, principalmente presente nos horizontes subsuperficiais dos Latossolos brasileiros. Excesso de sais tende a formar grânulos. O Na^+ , em quantidades maiores e argilas do tipo 2:1, tendem a formar estrutura prismática e/ou colunar.

Os Latossolos possuem grandes forças agregantes, resultando em baixos conteúdos de argila dispersa em água, no horizonte B. Para alguns autores os óxidos de ferro tem papel secundário na agregação dos solos tropicais, porque são partículas discretas, ineficientes como agente cimentante (SCHWERTMANN & KAMPF, 1985). Para os mesmos autores, os óxidos de ferro agregam-se mutuamente, ao invés de recobrirem as estruturas cauliníticas. Porém DICK & SCHWERTMANN (1996); LIMA & ANDERSON (1997); SILVA & RIBEIRO (1997); RESENDE et al. (1995) e MUGGLER (1998) demonstram a participação efetiva dos óxidos de ferro na agregação dos Latossolos.

Os óxidos de Fe também ajudam na agregação, já que a desidratação de alguns óxidos hidratados é irreversível. KITAGAWA (1983) após remover os óxidos de ferro livre com ditionito, em Terra Roxa Estruturada no Pará, observou, através de exame em microscópico a presença de hematita entre placas

de caulinita. A hematita estava atuando como cimento podendo estar formando microagregados estáveis. MUGGLER et al. (1999) comentam que o efeito dos óxidos de ferro na agregação, é normalmente atribuído ao efeito dos óxidos de menor cristalinidade, ou seja, formas diferentes de óxidos, possuem efeitos diferentes. Os mesmos autores afirmam que o efeito dos óxidos na agregação é indireto, através de pontes com a matéria orgânica, já que nos saprólitos estudados não foi encontrada agregação, mesmo com a presença dos óxidos de ferro.

BARBERIS et al. (1991) demonstraram que a remoção de óxidos de Fe e de Al modificou a distribuição de agregados, favorecendo a presença das frações menores. Óxidos extraídos pelo DCB correlacionaram-se com partículas menores que 20 μm , enquanto óxidos extraídos pelo oxalato correlacionaram-se com partículas menores que 0,2 μm . Agregação mostrou-se mais pronunciada em solos sem hematita, mas, isso não quer dizer que a goethita seja melhor agregante que a hematita, apenas que o pedo-ambiente desfavorável para formação da hematita é favorável para agregação.

DICK & SCHWERTMANN (1996) constataram que a hematita e goethita podem formar microagregados homogêneos com gibbsita, caulinita e quartzo, em Latossolos. A remoção dos óxidos de Fe promoveu uma alta desagregação, indicando que estes óxidos participavam da agregação, além disso, solos com altos teores de óxidos de Fe apresentaram-se bastante resistentes à dispersão.

Os óxidos de Fe podem ser flocculantes, quando em solução, e cimentantes, quando formam géis hidratados que, quando desidratados podem formar cimentos estáveis. O horizonte B dos podzóis, às vezes muito endurecidos (ortstein), é usualmente possuidor de agregados, que são formados por complexos de Fe e matéria orgânica (HARRIS et al., 1966; BAVER et al., 1973).

Alguns autores, estudando o efeito de óxidos de Fe de menor cristalinidade na agregação e dispersão, observaram que a ferridrita ou os polications de Fe(III) tiveram um importante papel na agregação do solo. Estas observações são atribuídas a formação de associações orgânicas e/ou silicatadas,

explicando porque os óxidos de Fe movimentam-se com argilas silicatadas em solos bem e mal drenados. Os polímeros de Fe(III) estavam sempre presentes nas partículas de agregados esféricos de 2-6 μm , espécies poliméricas. A ferridrita tem aumento de sua floculação, com o aumento da força iônica, e uma diminuição do tamanho dos agregados. O carbono quando é pouco adsorvido, faz com que a ferridrita tenha mais carga positiva, aumentando a floculação. Aumentando o carbono adsorvido, diminui a taxa de sedimentação, por aumentar as cargas negativas. A adsorção de ânions orgânicos aumenta as cargas negativas e a dispersão de argila de um solo argiloso. Isto explica o que pode chamar-se de efeito paradoxal da matéria orgânica na dispersão das argilas dos solos. Parece que o efeito dispersante está relacionado não só com a presença destes compostos orgânicos, mas, na necessidade da formação destes complexos organo-minerais, para que ocorra este fenômeno. O aumento do tamanho dos agregados, quando os compostos húmicos estão presentes, pode ser atribuído ao fato que sua propriedade hidrofóbica pode aumentar, quando as suspensões foram secas (BARTOLI et al., 1992b).

BARTOLI et al. (1992a) observaram que polímeros de Fe(III) em solos com carga negativa levam a carga a zero, floculando. Porém, quando muito Fe(III) foi adicionado, a carga ficou positiva e as argilas voltaram a se dispersar. A porosidade dos agregados diminuiu com a adsorção de Fe, devido a cimentação, como nos nódulos e concreções, principalmente na superfície dos agregados. A adição de Fe reduziu a quantidade de poros menores, diminuindo a condutividade hidráulica, talvez pelo bloqueio dos poros pelos óxidos de Fe.

No mesmo estudo, os autores observaram que a estabilidade dos agregados aumentou com o incremento do Fe adsorvido. A cimentação foi maior com a ferridrita, do que com a associação organo-mineral, isto pela maior afinidade pelo colóide mineral. Embora a ferridrita possa ter mais carga negativa, ela pode ter menor potencial elétrico, aproximando as partículas. O aumento da estabilidade dos agregados foi relacionado pela diminuição da pressão do ar, além da cimentação. Um agregado mais maciço, teria mais estabilidade, não só

pela cimentação, mas, pela ausência de ar interno, o que de certa forma aumenta a estabilidade dos agregados.

SCHWERTMANN et al. (1986) comentam sobre a relação entre óxidos de ferro e substâncias húmicas, que por serem partículas muito pequenas, com grandes superfícies específicas, reatividade alta e devido a exposição dos seus grupos funcionais, estes elementos estão sempre interagindo no solo. Estes complexos argilo-húmicos podem ter uma relação direta com a formação dos agregados, através da união e cimentação dos colóides do solo, ou uma relação indireta, através da formação de óxidos de menor cristalinidade, que possuem forma e tamanho de partículas diferente dos cristalinos, tendo então comportamento diferenciado quanto a formação dos agregados.

O efeito da matéria orgânica sobre a agregação é bastante estudado (TISDALL & OADES, 1982; OADES, 1989; HAYNES & SWIFT, 1990; RESENDE, 1990; OADES, 1993; ZHANG & HARTGE, 1995; ARIAS et al., 1996; CARVALHO JÚNIOR et al., 1998; CONTEH & BLAIR, 1998; MUGGLER et al., 1999). Para BAVER et al. (1973); TISDALL & OADES (1982) a matéria orgânica é responsável pela estabilidade de agregados maiores. Em solos com menos argila o efeito da matéria orgânica é mais pronunciado. Solos com maiores quantidades de óxidos de Fe e Al são menos dependentes da matéria orgânica na agregação. O efeito cimentante da matéria orgânica não é completamente conhecido, sabe-se que cátions bivalentes associados com ácidos húmicos, supostamente formam cimentos estáveis em água. Para TISDALL & OADES (1982); OADES (1993) a matéria orgânica forma complexos com os minerais tornando os agregados mais estáveis, seu efeito é maior em solos com menos argila. Além disso, matéria orgânica aumenta a atividade microbiana, hifas, substâncias viscosas e polissacarídeos, que são importantes agentes cimentantes.

Confirmando a influência da matéria orgânica sobre a agregação dos solos, HAYNES & SWIFT (1990) demonstraram que solos sob pastagem possuem mais matéria orgânica e, por isso, têm uma maior estabilidade dos agregados que solos cultivados anualmente.

Os agentes orgânicos envolvidos na estabilização dos agregados podem ser divididos em três grupos, transicionais, temporários e persistentes. Os primeiros são substâncias rapidamente decompostas pelos microrganismos, incluem os polissacarídeos, são associadas a estabilidade de agregados maiores. Os polissacarídeos tem menor importância em solos com altos conteúdos de matéria orgânica (OADES, 1989; OADES, 1993).

CONTEH & BLAIR (1998) afirmam que a fração lábil da matéria orgânica do solo, é determinada, ou pela estrutura química, ou pela proteção dos agregados dos solos, então, a agregação do solos ajuda a prevenir a decomposição da matéria orgânica. Além disso, os autores comentam que a matéria orgânica mais decomposta, está nos microagregados, e que a maioria da matéria orgânica dos macroagregados é não ou apenas parcialmente decomposta. Os agentes temporários são raízes e hifas, permanecem no solo por semanas a meses, podendo, em alguns casos, chegar a anos, estão associados aos macroagregados jovens. As plantas podem contribuir também de forma indireta, servindo de alimento para a pedofauna.

Os agentes persistentes são materiais já degradados, materiais húmicos aromáticos associados a óxidos de menor cristalinidade de Fe e Al, constituindo a maior parte da matéria orgânica do solo, sendo importantes na formação de agregados menores que 250µm (OADES, 1989).

HARRIS et al. (1966) mencionam que a atividade microbiológica pode aumentar a agregação do solo, porque vai formar compostos cimentantes, além de forças mecânicas das hifas fúngicas. Por outro lado, uma degradação dos agregados pode ocorrer, por uma acelerada decomposição de compostos cimentantes. Os organismos exercem uma ação física na adesão entre as partículas do solo com polissacarídeos de alta viscosidade e substâncias húmicas (SIQUEIRA, 1988).

DEGENS et al. (1994) comentam que o comprimento de hifas, biomassa microbiana, raízes e carboidratos tem papel na estabilização dos agregados, principalmente, macroagregados.

A atividade de raízes, junto com a fauna do solo, seriam agentes primários de agregação do solo. Raízes e pequenos animais, ao penetrarem no solo, formam pequenos canais, provocando uma pressão nas partículas do solo, tornando-as mais unidas. Também as secreções produzidas pelas raízes podem auxiliar na agregação, seja pela floculação ou cimentação (BAVER et al., 1973; OADES, 1993).

ARIAS et al. (1996) comentam que a matéria orgânica tem dois papéis opostos na formação e estabilização de agregados dos solos, de um lado ela repele a água, diminuindo a tendência dos macroagregados dispersarem em água, de outro ela aumenta as cargas negativas das partículas finas, favorecendo a dispersão. O efeito agregante da matéria orgânica é favorecido pela presença de metais que servem de ponte entre polímeros orgânicos e argila. Ligações ácido húmico-Fe tem menor efeito de floculação e agregação que ácido húmico-Al.

EMERSON et al. (1986) destacam que os efeitos negativos dos complexos organo-minerais na estrutura dos solos são dois. Um seria a repelência da água, o outro seria o aumento da susceptibilidade de quebra da estrutura em condições secas. TISDALL & OADES (1982) comentam que os ânions orgânicos tanto promovem a dispersão, quanto polímeros orgânicos podem promover a floculação. Floculação e dispersão são geralmente fenômenos eletrostáticos. A estabilização dos agregados envolve cimentação ou ligações entre agentes inorgânicos, associações organo-minerais ou orgânicos. De acordo com KRETZSCHMAR et al. (1997) o fenômeno de floculação e dispersão das argilas tem um importante papel na estabilidade estrutural dos solos.

Dentre os compostos orgânicos, os polissacarídeos tem um importante papel na estabilização de agregados nos solos, sendo efetivos agentes cimentantes (OADES, 1989). O mesmo autor comenta que a maior parte do húmus está associado à fração inorgânica, particularmente as argilas, através de forças eletrostáticas. OADES (1984) diz que ânions orgânicos formam complexos com metais e favorecem a dispersão de argilas por dois fatores: ao complexar íons tri e bivalentes, diminuem a atividade destes íons na solução do solo, provocando a quebra das ligações entre argilas, que tinham estes metais como ponte; o aumento

de ânions orgânicos aumenta as cargas negativas nas superfícies coloidais, aumentando a camada difusa de cátions associados à superfície, favorecendo a dispersão das argilas.

FORTUN et al. (1990) demonstram que o ácido húmico e fúlvico são mais efetivos no incremento da agregação, principalmente, de solos com menos argila, afetando a forma e o tamanho dos agregados. Adição em solos destes componentes aumentaram agregados maiores que 0,2 mm. PUGET et al. (1995), ANGERS & GIROUX (1996) e FRANZLUEBBERS & ARSHAD (1997) demonstraram que os microagregados podem ser estabilizados por matéria orgânica mais persistente, antiga e resistente. Macroagregados contém mais carbono orgânico que os microagregados, porém, esta matéria orgânica é mais lábil, composta de maior quantidade de biomassa microbiana.

BARTOLI et al. (1988) observaram que em solos com maior teor de carbono e minerais de Fe e Al com menor cristalinidade, possuem agregados mais estáveis. BARTOLI et al. (1992a) estudando o efeito de ácidos orgânicos e óxidos de menor cristalinidade de Fe sobre a agregação, observaram que o aumento do carbono orgânico adsorvido, fez com que a carga superficial líquida, inicialmente positiva, progressivamente torna-se negativa, e a taxa de floculação fica menor, ou seja, aumentou-se a dispersão. Partículas com carga negativa não são cimentos eficientes, entretanto há sugestões que associações de óxidos de baixa cristalinidade com compostos orgânicos são importantes constituintes para agregação do solo.

FELLER & BEARE (1997), em seu artigo sobre a dinâmica do controle físico da matéria orgânica nos solos tropicais, inicialmente, comentam que a relação carbono/argila+silte, encontrado nos solos cauliníticos e esmectíticos, não diferem entre si, mostrando que os solos tropicais não são pobres em matéria orgânica, e que esta deve ter um importante papel no seu comportamento. Os autores mostram que a argila ou argila + silte são aspectos importantes para ditar o conteúdo de carbono nestes solos, isto pode estar relacionado com esta proteção física dada pelos agregados, diminuindo a acessibilidade dos microrganismos a esta matéria orgânica.

Para os mesmos autores, a associação da matéria orgânica com os constituintes minerais do solo é um importante regulador da mineralização e do estoque de carbono no solo, e que a dinâmica de carbono está correlacionada com a textura e estrutura do solo, os quais podem influenciar os processos de decomposição desta matéria orgânica. O tempo de residência deste carbono é maior nos microagregados. Outra conclusão foi que os macroagregados possuem mais carbono que os microagregados, isto pode estar relacionado com a formação dos macroagregados pela união de microagregados por compostos orgânicos. Além disso, a matéria orgânica dos microagregados é, na sua maioria, de origem microbiana, mas não biomassa microbiana, enquanto que nos macroagregados a matéria orgânica é, na sua maioria, de origem vegetal.

CRAWFORD et al. (1997) concluíram que os tipos de ligações dos agregados segue um modelo hierárquico, de acordo com as dimensões analisadas. Pequenas partículas ($< 2 \mu\text{m}$) têm como agentes responsáveis pela união entre as partículas, ligações químicas. Com diâmetros entre 2 e $20 \mu\text{m}$ têm a predominância de compostos orgânicos mais estáveis e entre 20 e $250 \mu\text{m}$ são vários os agentes, materiais orgânicos persistentes, óxidos e aluminossilicatos. Para agregados $>2000 \mu\text{m}$, raízes finas, materiais orgânicos como hifas de fungos são os principais constituintes. TISDALL & OADES (1982) concluíram que os agregados maiores que 2 mm são estabilizados principalmente por hifas e raízes, agentes orgânicos e inorgânicos também contribuem na cimentação. São agregados bastante porosos. Agregados de 20 a $250 \mu\text{m}$ são bastante estáveis e formados por partículas menores cimentadas por materiais orgânicos e óxidos cristalinos além de aluminossilicatos desordenados. Agregados de 2 a $20 \mu\text{m}$ são formados por ligações orgânicas bastante persistentes. Agregados menores que $2 \mu\text{m}$, formados por floculação de partículas finas, argilas, que podem se organizar face a face e se estabilizarem por ligações eletrostáticas, a matéria orgânica pode auxiliar nesta estabilização, como em ligações de compostos orgânicos e óxidos.

STEVENSON, (1994) comenta que no pH dos solos tropicais, a maioria das cargas dos óxidos são positivas, possibilitando a ligação com ânions

orgânicos, aumentando a retenção da matéria orgânica. Materiais húmicos podem interagir com os óxidos, de maneira similar.

O objetivo deste capítulo foi avaliar o efeito das características mineralógicas, químicas e da matéria orgânica, sobre a agregação de alguns solos altamente intemperizados.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Análise dos agregados

Para a análise de agregados pesou-se 30 g de TFSA, adicionou-se 100 mL de água destilada, em vidro de 200 mL, agitou-se por 1 hora em agitador horizontal, com 200 oscilações por minuto, conforme JUCKSCH (1987). Posteriormente, passou-se a mistura em peneira de 1,0 e 0,297 mm, secaram-se os agregados em estufa, a 60° C, e procedeu-se a pesagem de cada classe. Desta forma, foram obtidas três classes de agregados: 2,0 a 1,0; 1,0 a 0,297 e menor que 0,297 mm.

O diâmetro médio ponderado dos agregados foi determinado pela fórmula:

$$DMP = \frac{[(\%AG1 \times 1,5) + (\%AG2 \times 0,65) + (\%AG3 \times 0,15)]}{100} \quad \text{em que:}$$

DMP = diâmetro médio ponderado dos agregados

%AG1 = porcentagem da classe de agregados de 2,0 a 1,0 mm

1,5 = média de tamanho da classe de agregado de 2,00 a 1,00 mm

%AG2 = porcentagem da classe de agregados de 1,0 a 0,297 mm

0,65 = média de tamanho da classe de agregado de 1,0 a 0,297 mm

%AG3 = porcentagem da classe de agregados menor que 0,297 mm

0,15 = média de tamanho da classe de agregado menor que 0,297 mm

2.2. Argila dispersa em água

Dispersaram-se 30 g de TFSA em 100 mL de água agitando-se por 3 horas em agitador horizontal de 200 oscilações por minuto, e passando-se a suspensão em peneira de 0,210 mm. Em proveta de 500 mL, completou-se o volume com água destilada, depois de 4 horas em repouso, retirou-se uma alíquota de 10 mL nos primeiros 10 cm de profundidade, com auxílio de uma pipeta. A alíquota foi seca em estufa, pesada determinando-se a argila dispersa em água (JUCKSCH, 1987). Para o cálculo do grau de floculação, utilizou-se da seguinte expressão: $[100 (\text{argila total} - \text{argila dispersa em água}) / \text{argila total}]$ (EMBRAPA, 1997).

2.3. Determinação de ferro e alumínio extraídos por ditionito-citrato

Pesou-se 1,0 g de cada classe de agregado em tubos de 50 mL, adicionou-se 10 mL de citrato de sódio 0,2 mol/L e 500 mg de ditionito de sódio em pó. Os tubos foram agitados levemente em banho-maria (50° C) por 30 minutos, e, em seguida centrifugados e o sobrenadante colocado em balão volumétrico de 50 mL. Repetiu-se a extração por mais quatro vezes, perfazendo um total de 5 extrações, conforme COFFIN (1963). Os teores de Fe e Al nos extratos foram determinados por espectroscopia de absorção atômica. Para este último elemento, acrescentou-se no extrato uma solução de KCl para que a concentração de K permanecesse em torno de 2000 mg/L nos extratos, afim de que o Al não fosse ionizado.

2.4. Determinação de ferro e alumínio extraídos por oxalato de amônio

De acordo com McKEAGUE & DAY (1966), pesou-se 0,5 g de cada classe de agregado em tubos de centrífuga opacos (extração no escuro), adicionou-se 10 mL da solução de Tamm (oxalato ácido de amônio 0,2 mol/L, pH 3,0). Os tubos foram agitados por 2 horas e após centrifugação, o extrato foi transferido para recipiente, onde o Fe e Al foram determinados da mesma forma que para o citrato-ditionito.

2.5. Determinação de ferro e alumínio extraídos por pirofosfato de sódio

O Al e Fe foram determinados por espectroscopia de adsorção atômica, no extrato obtido após contato de 1,0 g de cada classe de agregado, misturada com 100 mL de solução de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) 0,1 mol/L, pH 10,0. Após, fez-se uma agitação por 16 horas em agitador horizontal com 200 oscilações por minuto e centrifugação a 3000 rpm por 5 minutos (Van Reeuwijk, 1987), citado por SCHWERTMANN & TAYLOR (1989).

2.6. Carbono orgânico total

Utilizou-se o processo de Walkley-Black, de acordo com JACKSON (1958), adaptado por NELSON & SOMMERS (1982). Para tanto, pesaram-se 0,5 g amostras de cada uma das três classes de agregados, trituras e passadas em peneira de 0,105 mm, colocou-se 10 mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 1N, 20 mL de H_2SO_4 e posteriormente a amostra foi aquecida por 30 minutos a 130° C em bloco digestor. Passou-se a solução para erlenmeyer, adicionou-se 50 mL de água, 2,5 mL de H_3PO_4 , 0,2 g de NaF e 3 gotas de ferroin (ortofenantrolina e sulfato ferroso). O material foi titulado com sulfato ferroso amoniacal 0,5 N.

2.7. Fracionamento da fração húmica

Seguiu-se o método baseado na solubilidade diferenciada em ácido e base, dos ácidos húmicos-AH (solúveis em meio básico), ácidos fúlvicos-AF (solúveis em meio ácido e básico) e humina-HUM (insolúveis em meio básico e ácido), de acordo com KONONOVA et al., (1966). Foi pesado 1 g de cada classe de agregado, adicionou-se 10 mL de NaOH 0,1 N, deixando em repouso por 24 horas. Após, o material foi centrifugado a 3000 rpm por 20 minutos. Repetiu-se o procedimento, com 9 mL de NaOH, em intervalos de 1 hora, por 3 vezes. O sobrenadante foi colocado em tubo e o precipitado obtido, humina, foi seco em estufa, pesado e determinado o carbono pelo Walkley-Black, usando aquecimento externo (descrito no método anterior). O sobrenadante teve o pH corrigido, com o auxílio de HCl 1 N, para 2,0. Após 18 horas de repouso, centrifugou-se, separando o sobrenadante (ácido fúlvico) do precipitado (ácido húmico), determinou-se o carbono, das frações, pelo método Walkley-Black sem aquecimento.

Foi realizada a comparação da recuperação do carbono total em relação à soma do carbono das frações húmicas.

As determinações químicas, físicas e mineralógicas, realizadas em todas as amostras dos solos, estão descritas nos capítulos anteriores (1 e 2). Para o estudo de agregados, não foram usadas todas as amostras analisadas nos capítulos anteriores, restringindo-se ao número de dezessete amostras, selecionadas do total de vinte e sete. As amostras são as seguintes: Plintossolo (PTA e PTB), Latossolo Bruno (LBA e LBB), Latossolo Vermelho-Escuro (LE1A e LE1B), Latossolo Variação Una (LU1A e LU1B), Latossolo Roxo (LR2A e LR2B), Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA e LVB), Latossolo Variação Una Húmico (LUHA, LUHAB e LUB) e Latossolo Ferrífero (LFA e LFB).

2.8. Análises estatísticas

Para avaliação dos resultados obtidos, utilizou-se de correlações de Pearson (linear), com o auxílio do software SAEG 5.0 (1993).

Como variáveis dependentes foram consideradas as porcentagens de cada classe de agregado e o diâmetro médio ponderado dos agregados. Como variáveis explicativas foram consideradas os componentes mineralógicos e os orgânicos determinados nos agregados e os componentes mineralógicos, químicos e orgânicos dos solos como um todo. Utilizaram-se níveis de significância de 1,0 e 5,0 %.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Para os resultados das análises de agregados (Quadro 1), com as devidas porcentagens das três classes separadas e a média de tamanho dos agregados das amostras de solos estudadas, observou-se que a classe predominante foi a menor que 0,297 mm, exceto para as amostras do perfil LU1 (Latossolo Variação Una), LVA (Latossolo Vermelho-Amarelo) e LUHA (Latossolo Variação Una Húmico), que possuem predominantemente agregados entre 1,0 e 0,297 mm. O tamanho médio dos agregados variou de 0,36 mm a 0,66 mm, sendo que os menores valores foram tidos para as amostras de LE1B (Latossolo Vermelho-Escuro) e LR2B (Latossolo Roxo) e os maiores para as amostras PTA, PTB e LVA (Latossolo Vermelho-Amarelo), LBA (Latossolo Bruno), LE1A (Latossolo Vermelho-Escuro), LU1B (Latossolo Variação Una), e LFB (Latossolo Ferrífero). Na maioria dos solos houve uma tendência de maior média do tamanho dos agregados no horizonte A, que, por ser um horizonte rico em matéria orgânica, propicia a formação de agregados maiores PUGET et al. (1995), ANGERS & GIROUX (1996), FELLER & BEARE (1997) e FRANZLUEBBERS & ARSHAD (1997).

Para os valores de ferro extraído pelo ditionito-citrato (Fed), pelo oxalato de amônio (Feo) e pelo pirofosfato de sódio (Fep), nas três classes de agregados (Quadro 2), observando-se as médias dos teores para cada classe de agregados,

nota-se que há uma tendência geral dos agregados maiores apresentarem teores de Fed mais elevados e os menores teores foram apresentados pela classe menor. No caso do Feo, de uma forma geral, a classe de agregados intermediária apresentou teores de Fe maiores e a classe menor os menores teores. Para o Fep os menores valores foram apresentados pela classe intermediária e os maiores pela menor classe. BARBERIS et al. (1991) observaram que óxidos extraídos pelo ditionito correlacionaram-se com partículas maiores, enquanto óxidos extraídos pelo oxalato correlacionaram-se com partículas menores.

QUADRO 01 - Resultados de Porcentagem das Três Classes de Agregados (2,0-1,0 mm; 1,0-0,297 mm e <0,297 mm) e Diâmetro Médio Ponderado dos Agregados (DMP), em mm, nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	-----Classes de Agregados (mm)-----			DMP (mm)
	2-1	1-0,297	<0,297	
PTA	30,87	32,18	36,95	0,63
PTB	32,45	24,40	43,15	0,64
LBA	27,22	33,70	39,08	0,64
LBB	22,93	34,76	42,31	0,50
LE1A	26,06	33,86	40,08	0,62
LE1B	10,17	27,84	61,99	0,38
LU1A	13,55	50,45	36,00	0,54
LU1B	16,54	46,65	36,81	0,62
LR2A	5,14	39,31	55,55	0,39
LR2B	5,49	27,12	67,39	0,36
LVA	19,59	48,21	32,20	0,63
LVB	18,50	39,85	41,65	0,56
LUHA	19,15	43,08	37,77	0,61
LUHAB	10,18	43,47	46,35	0,48
LUHB	13,43	36,30	50,27	0,45
LFA	24,30	33,73	41,97	0,61
LFB	27,77	32,91	39,32	0,66

Os valores de Fed variaram de 5,03 g/kg para o Plintossolo (PT) até 182,89 g/kg para o Latossolo Ferrífero (LF). Este último solo apresentou os maiores valores de Feo e Fep, 7,84 e 18,32 g/kg, respectivamente. Os menores

valores do Feo, foram apresentados pelo Latossolo Vermelho-Amarelo (LVB) e pelo Plintossolo (PTB), 0,14 e 0,07 g/kg, respectivamente.

Analisando a variação entre os horizontes A e B observa-se que com o Fed há uma tendência geral de aumento do horizonte A para o B, para as três classes de agregados. Para o Feo a tendência geral é contrária, ou seja, há uma diminuição do horizonte A para o B, para as três classes de agregados, com exceção para o LR2 e LF. O Fep, que identifica o Fe ligado à matéria orgânica, como era de se esperar, os maiores valores são encontrados no horizonte superficial, também para as três classes de agregados. Neste caso, a exceção se dá para o Latossolo Variação Una Húmico, onde os valores de Fep no AB são maiores.

QUADRO 02 - Resultados de Ferro Extraído por Ditionito-Citrato (Fed), Oxalato de Amônio (Feo) e Pirofosfato de Sódio (Fep) nas Diferentes Classes de Agregados nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/	Fed (dag/kg)			Feo (dag/kg)			Fep (dag/kg)		
Horizontes	-----Classes de Agregados (mm)-----								
	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297
PTA	10,30	7,10	9,39	1,49	1,36	2,22	0,92	0,37	0,78
PTB	7,48	4,80	5,03	0,53	0,61	0,43	0,17	0,07	0,18
LBA	32,51	32,86	29,63	2,99	3,05	2,31	1,54	0,58	0,55
LBB	40,21	33,42	36,86	2,26	1,77	1,58	0,14	0,04	0,08
LE1A	73,85	72,42	51,64	3,57	3,26	3,50	5,07	2,62	3,16
LE1B	87,41	69,94	70,21	1,96	1,89	1,66	2,49	1,76	1,71
LU1A	70,25	67,35	73,57	2,35	2,47	2,20	2,11	1,16	1,27
LU1B	50,83	67,45	78,86	0,91	1,04	0,73	0,18	0,11	0,14
LR2A	109,06	97,33	86,33	2,85	2,97	1,82	0,73	0,40	0,48
LR2B	126,96	102,39	101,33	3,19	3,18	2,45	0,09	0,10	0,11
LVA	27,61	27,35	28,61	2,03	2,00	1,48	16,03	5,22	0,63
LVB	29,01	28,11	29,07	0,68	1,42	0,14	14,46	4,09	0,09
LUHA	86,21	79,55	81,34	4,25	4,89	4,38	0,09	0,04	5,87
LUHAB	86,76	73,84	86,91	3,78	4,26	3,52	0,41	0,59	16,61
LUHB	86,02	86,26	89,98	1,22	1,20	1,54	0,11	0,12	0,10
LFA	172,98	178,16	149,18	4,70	7,01	6,02	1,31	1,63	18,32
LFB	182,89	176,60	130,54	3,96	7,84	5,29	0,98	1,22	5,41
Média	75,31	70,88	66,97	2,51	2,95	2,43	2,75	1,18	3,26

Para o alumínio extraído pelo ditionito-citrato (Ald), pelo oxalato de amônio (Alo) e pelo pirofosfato de sódio (Alp) para as três classes de agregados estudadas (Quadro 03), houveram pequenas diferenças de comportamento entre as mesmas. No caso do Ald, para a maioria dos solos, a maior classe de agregado apresentou os maiores valores, os menores valores foram apresentados pela menor classe de agregados. No caso do Alo o maior valor foi apresentado pela classe de menor tamanho. E para o Alp o maior valor foi apresentado pela classe intermediária e o menor valor pela maior classe de agregados.

Os teores de Ald variaram de 3,0 g/kg no PTB, a 73,5 g/kg na amostra LFA (Latossolo Ferrífero). Em relação aos horizontes, observa-se, de modo geral, uma diminuição dos valores de Ald do horizonte A para o B.

QUADRO 03 - Resultados de Alumínio Extraído por Ditionito-Citrato (Ald), Oxalato de Amônio (Alo) e Pirofosfato de Sódio (Alp) nas Diferentes Classes de Agregados nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/	Ald (g/kg)			Alo (g/kg)			Alp(g/kg)		
Horizontes	-----Classes de Agregados (mm)-----								
	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297
PTA	4,00	3,50	4,50	3,50	3,80	4,80	0,30	0,80	3,50
PTB	3,00	3,25	3,50	2,25	3,25	5,30	0,20	0,80	1,00
LBA	10,50	8,50	9,00	4,50	3,90	8,20	0,90	18,50	5,30
LBB	9,75	8,50	10,00	2,50	3,60	3,50	0,30	0,70	0,80
LE1A	12,25	10,5	9,75	5,45	4,45	10,60	0,40	0,20	8,30
LE1B	11,50	11,00	9,00	4,25	3,70	3,95	0,10	2,70	2,30
LU1A	25,50	22,25	24,25	5,40	3,90	8,30	0,40	4,40	1,10
LU1B	19,00	21,00	25,75	4,55	3,70	5,80	1,00	0,10	0,80
LR2A	10,00	8,50	6,75	3,30	2,75	2,65	0,80	0,90	0,90
LR2B	12,50	9,50	8,00	2,60	2,50	2,35	1,20	0,10	1,20
LVA	10,25	9,75	9,50	5,15	4,90	12,00	0,80	0,20	0,60
LVB	10,00	10,00	9,25	4,70	4,15	3,05	2,70	0,10	1,00
LUHA	22,75	19,50	19,25	5,30	5,55	4,80	15,90	31,60	19,10
LUHAB	23,00	16,50	19,50	12,00	14,60	5,45	3,00	4,90	1,00
LUHB	13,25	16,50	16,25	2,30	2,25	2,10	1,20	0,80	1,20
LFA	12,00	21,50	73,50	1,65	2,40	1,00	1,20	0,40	4,20
LFB	11,25	19,00	62,00	1,80	2,00	0,90	0,70	0,00	0,10
Média	12,97	12,90	18,81	4,19	4,20	4,99	1,83	3,95	3,08

Os dados de Alo variaram de 0,9 g/kg no Latossolo Ferrífero (LFB), até 14,6 g/kg no Latossolo Variação Una Húmico (LUHAB). Para os horizontes, há um aumento geral dos valores de Alo, do horizonte B para o A.

Os valores de Alp variaram de 0,0 no Latossolo Ferrífero (LFB) a 31,6 g/kg no Latossolo Variação Una Húmico (LUHA). Em relação aos horizontes, o comportamento do Alp é semelhante ao Fep.

A caracterização da matéria orgânica, em cada classe de agregados, com o carbono das frações ácido fúlvico, ácido húmico e humina (Quadro 4), permite observar que para o ácido fúlvico, os valores variaram de 0,0 dag/kg para o horizonte B do Latossolo Bruno (LBB), até 10,7 dag/kg para o horizonte A do Latossolo Variação Una (LU1A). De maneira geral, os maiores valores foram obtidos para a classe de agregados menor que 0,297 mm e de 1 a 0,297 mm, então os menores teores de ácido fúlvico referem-se aos maiores agregados. Pode-se dizer que neste caso o ácido fúlvico favorece as ligações com os metais, por exemplo, Al e Fe, facilitando a união de microagregados, formando os macroagregados, de acordo com FORTUN et al. (1990), que observaram um aumento dos agregados maiores, com a adição de ácidos fúlvicos.

Para os valores de ácido húmico, houve uma variação de 0,1 para várias amostras de horizonte B, até 12,5 dag/kg para a classe menor que 0,297 mm do horizonte A do Latossolo Variação Una Húmico (LUHA). Neste caso, na maioria das amostras, os maiores valores foram obtidos para a maior classe de agregado (2 a 1,0 mm).

No caso da humina (Quadro 4), os valores variaram de 0,1 para várias amostras de horizonte B, a 13,8 dag/kg para a classe de agregado de 2 a 1,0 mm do horizonte A do Latossolo Variação Una Húmico (LUHA). De forma geral os maiores valores foram obtidos para a maior classe de agregados, de 2 a 1,0 mm, contrariando CONTEH & BLAIR (1998), que constatou matéria orgânica mais humificada em agregados menores.

Com os resultados do fracionamento fica claro que as maiores classes de agregados possuem teores mais elevados de formas menos solúveis e ativas da matéria orgânica (humina e ácido húmico), enquanto a menor classe de agregado

possui teores mais elevados de formas mais solúveis e ativa da matéria orgânica (ácido fúlvico). Este fato pode ser explicado por CONTEH & BLAIR (1998), que mencionam ter observado que, nos microagregados, a matéria orgânica é na sua maioria associada a óxidos amorfos, situação favorecida pelos ácidos fúlvicos em relação às outras frações.

QUADRO 04 - Resultados de Carbono da Fração Ácido Fúlvico, Ácido Húmico e Humina nas Diferentes Classes de Agregados nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	Ácido Fúlvico (dag/kg)			Ácido Húmico (dag/kg)			Humina (dag/kg)		
	-----Classes de Agregados (mm)-----								
	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297
PTA	4,8	6,2	7,0	4,2	1,6	1,8	8,5	6,5	6,4
PTB	1,9	3,1	2,6	0,8	1,0	0,1	2,8	0,1	1,3
LBA	3,9	6,1	6,0	2,7	2,2	3,3	6,8	5,6	4,8
LBB	0,0	2,3	2,3	0,5	1,0	0,2	2,6	0,8	0,7
LE1A	4,2	7,3	7,9	8,0	3,9	5,3	13,5	4,6	7,6
LE1B	0,5	3,2	2,6	2,3	3,1	2,9	5,0	2,7	0,9
LU1A	7,4	10,7	9,5	4,8	2,6	3,6	11,7	4,6	12,0
LU1B	3,1	4,3	4,2	1,4	0,2	0,1	3,6	1,6	2,4
LR2A	3,1	3,9	2,6	4,2	2,2	2,2	10,2	6,2	5,8
LR2B	1,7	1,4	1,4	0,4	0,1	0,2	0,7	0,1	0,7
LVA	5,8	7,8	8,1	3,5	1,0	0,7	5,8	6,7	10,6
LVB	3,0	3,9	2,6	6,0	0,7	0,1	3,8	2,5	3,1
LUHA	7,1	10,2	8,3	9,2	12,1	12,5	13,8	10,4	9,8
LUHAB	5,0	0,6	5,9	6,6	5,8	2,6	5,9	4,6	6,0
LUHB	0,3	1,5	1,0	0,5	0,1	0,1	0,6	0,5	0,3
LFA	2,6	5,2	7,2	2,1	1,0	2,6	1,9	1,8	7,0
LFB	1,5	4,4	4,8	0,1	0,3	1,0	0,1	0,2	2,7
Média	3,3	4,8	4,9	3,4	2,3	2,3	5,7	3,5	4,8

Para o carbono total (Quadro 5), pode-se observar que na maioria das amostras estudadas, os maiores valores de carbono total são apresentados pelos agregados maiores (de 2,0 a 1,0 mm). Este fato confirma as afirmações de BAVER et al. (1973); DEGENS et al. (1994); CRAWFORD et al. (1997). De maneira geral, os valores de carbono variaram de 44,4 dag/kg, para a classe de 2-1 mm, no Latossolo Variação Una Húmico, até 5,1 dag/kg, para os agregados de 1-0,297 mm, no Latossolo Ferrífero. Estes maiores valores de carbono nos

agregados de maior tamanho, deve-se a explicação de que os agregados maiores são formados pela união entre os pequenos, e essa união dá-se por ligações promovidas pela matéria orgânica (TISDALL & OADES, 1982). Os menores valores dos teores de carbono total foram apresentados pelos agregados intermediários.

QUADRO 05 - Resultados de Carbono Total, do Somatório do Carbono das Frações Húmicas (Σ) e a Recuperação do Carbono (REC) nas Diferentes Classes de Agregados nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/ Horizontes	Carbono Total (dag/kg)			Σ (dag/kg)			REC (%)		
	-----Classes de Agregados (mm)-----								
	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297
PTA	20,0	24,8	20,1	17,5	14,3	15,2	114,3	173,4	132,2
PTB	14,9	9,8	8,3	5,5	4,2	4,0	270,9	233,3	207,5
LBA	24,0	23,0	19,7	13,4	13,9	14,1	179,1	165,5	139,7
LBB	13,0	12,0	8,7	3,1	4,1	3,2	419,4	292,7	271,9
LE1A	31,8	32,3	30,1	25,7	15,7	20,8	123,7	205,7	144,7
LE1B	19,7	14,4	15,0	7,8	9,0	6,4	252,6	160,0	234,4
LU1A	33,3	30,5	30,7	23,9	17,9	25,1	139,3	170,4	122,3
LU1B	16,8	12,2	12,6	8,1	6,1	6,7	207,4	200,0	188,1
LR2A	25,7	24,2	18,5	17,5	12,3	10,6	146,9	196,7	174,5
LR2B	11,5	7,5	8,1	2,8	1,6	2,3	410,7	468,8	352,2
LVA	28,0	24,0	31,1	15,1	15,5	19,4	185,4	154,8	160,3
LVB	14,4	12,2	22,8	12,8	7,1	5,8	112,5	171,8	393,1
LUHA	44,4	40,6	41,6	30,1	32,7	30,6	147,5	124,2	135,9
LUHAB	25,3	26,2	24,0	17,5	11,0	14,5	144,6	238,2	165,5
LUHB	8,5	6,1	8,3	1,4	2,1	1,4	607,1	290,5	592,9
LFA	13,6	6,3	24,2	6,6	8,0	16,8	206,1	78,8	144,0
LFB	7,6	5,1	15,4	1,7	4,9	8,5	447,1	104,1	181,2
Média	20,7	18,3	20,0	12,4	10,6	12,0	242,0	201,7	220,0

Em relação à recuperação do carbono (Quadro 5), observa-se que todas as amostras estudadas apresentaram uma maior recuperação do carbono total em relação ao somatório das frações húmicas, exceto para a classe de agregado intermediária da amostra LFA. Comparando-se as classes de agregados, a maior recuperação pelo carbono total foi apresentada pela classe de agregados maiores. Este resultado confirma que o carbono dos agregados maiores é menos protegido

fisicamente, ocupando espaços interagregados, estando mais sujeito à oxidação que o carbono dos agregados menores, que localizam-se intraagregados, estando mais protegidos. A menor taxa de recuperação foi apresentada pela classe intermediária de agregados. CONTEH & BLAIR (1998) afirmam que a resistência à decomposição da matéria orgânica do solo é determinada, ou pela estrutura química, ou pela proteção dos agregados dos solos. Além disso, os autores comentam que a matéria orgânica mais decomposta, está nos microagregados, e que a maioria da matéria orgânica dos macroagregados é não ou apenas parcialmente decomposta.

Quanto à relação AF/AH, observa-se (Quadro 6) que os maiores valores foram apresentados pelas duas menores classes de agregados, sendo que o maior valor foi para a classe menor que 0,297 mm. Os valores da relação (AH + AF)/H apresentaram-se maior para a classe intermediária (1-0,207 mm), sendo semelhantes para as outras duas classes de agregados. Os valores da relação AF/AH variaram de 0,0 para a classe de agregados de 2 a 1,0 mm da amostra de Latossolo Bruno (LBB), até 42,0 para a classe de agregados menor que 0,297 mm da amostra de Latossolo Variação Una (LU1B). De uma forma geral, observa-se que há um predomínio de ácido fúlvico em relação ao húmico (relação AF/AH maior que um), isto, principalmente porque os ácidos fúlvicos possuem maior capacidade de formar complexos argilo-húmicos, tornando-os mais estáveis que os ácidos húmicos, e por consequência, mais importantes na formação dos agregados.

A relação (AH + AF)/H variou de 41,0 para a classe de 1-0,297 mm para a amostra de Plintossolo (PTB) à 0,19 para a classe de 2 a 1,0 mm da amostra de Latossolo Bruno (LBB). A predominância da humina sobre as outras frações húmicas, é maior nos agregados maiores, de 2 a 1 mm, isto deve-se ao fato da humina ser o composto mais estável dentre os três, e por isso responsável pelas ligações entre os agregados menores, formando os maiores. Nos agregados menores, os compostos mais reativos, ácido húmico e ácido fúlvico, têm maior participação na agregação.

QUADRO 06 - Resultados das Relações Ácido Fúlvico/Ácido Húmico (AF/AH) e (Ácido Fúlvico + Ácido Húmico)/Humina ((AF+AH)/H) nas Diferentes Classes de Agregados nas Amostras de Solos Estudadas

Perfis/	AF/AH			(AF+AH)/H		
Horizontes	-----Classes de Agregados (mm)-----					
	2-1	1-0,297	<0,297	2-1	1-0,297	<0,297
PTA	1,1	3,9	3,9	1,1	1,2	1,4
PTB	2,4	3,1	26,0	1,0	41,0	2,1
LBA	1,4	2,8	1,8	1,0	1,5	1,9
LBB	0,0	2,3	11,5	0,2	4,1	3,6
LE1A	0,5	1,9	1,5	0,9	2,4	1,7
LE1B	0,2	1,0	0,9	0,6	0,3	6,1
LU1A	1,5	5,4	2,6	1,0	2,8	1,1
LU1B	2,2	21,5	42,0	1,3	2,8	1,8
LR2A	0,7	1,8	1,2	0,7	1,0	0,8
LR2B	4,3	14,0	7,0	3,0	15,0	2,3
LVA	1,7	7,8	11,6	1,6	1,3	0,8
LVB	0,5	5,6	26,0	2,4	1,8	0,9
LUHA	0,8	0,8	0,7	1,8	2,1	2,1
LUHAB	0,8	1,0	2,3	2,0	2,6	1,4
LUHB	0,6	15,0	10,0	1,3	3,2	3,7
LFA	1,2	5,2	2,8	2,5	3,4	5,4
LFB	15,0	14,7	4,8	16,0	23,5	2,2
Média	2,8	6,3	9,2	2,3	6,5	2,3

Foram ainda analisadas as relações de algumas variáveis mineralógicas e orgânicas com a agregação dos solos estudados (capítulo 2). Com relação aos atributos orgânicos, o diâmetro médio ponderado dos agregados (DMP) apresentou correlação positiva com os teores de ácido fúlvico do solo e das duas classes de agregados menores, 0,4797, 0,4809 e 0,5860, respectivamente, sendo que as duas primeiras foram significativas ao nível de 5 % e a última ao nível de 1 % de probabilidade. Neste caso, maiores teores de ácido fúlvico contribuíram com o aumento do tamanho dos agregados, resultado também encontrado por FORTUN et al. (1990).

Com relação às classes de agregados, COT (carbono orgânico total), MOL (matéria orgânica leve), CL (carbono lábil), CSA (carbono solúvel em água), AF (ácido fúlvico) e HU (humina) apresentaram correlação positiva com a

classe de agregados intermediária (1,0-0,297 mm), 0,5583, 0,4247, 0,5841, 0,6097, 0,6929 e 0,5579, respectivamente, todos significativos ao nível de 1 % de probabilidade, exceto o coeficiente da MOL, que foi significativo ao nível de 5 % de probabilidade.

Em contrapartida, o COT, MOL, CL, CSA e AF apresentaram correlação negativa com a menor classe de agregados ($< 0,297$ mm), com os coeficientes de correlação de -0,4757, -0,5023, -0,4730, -0,4393 e -0,6491, respectivamente, significativos ao nível de 5 % de probabilidade, exceto o coeficiente do AF que foi significativo ao nível de 1 % de probabilidade. Estes resultados demonstram a importância dos efeitos dos vários componentes da matéria orgânica do solo sobre a agregação dos mesmos, neste caso, contribuindo com o aumento do tamanho dos agregados.

Para as variáveis mineralógicas, observou-se que a relação Fe oxalato/ditionito apresentou coeficiente de correlação de 0,4319, positivo e significativo ao nível de 5 % de probabilidade com o DMP, e um coeficiente de 0,6428 positivo e significativo ao nível de 1 % de probabilidade com a maior classe de agregados (2-1,0 mm), neste caso, teores elevados de óxidos de ferro de baixa cristalinidade podem contribuir com o aumento do tamanho dos agregados. Este resultado contradiz o encontrado por BARBERIS et al. (1991), que observaram efeitos significativos e positivos dos óxidos extraídos por oxalato de amônio com agregados menores.

Outras variáveis que apresentaram correlação significativa com as classes de agregados foram os teores de goethita, com coeficiente negativo, -0,5594, significativo a 1 % de probabilidade com a maior classe de agregado e de 0,6444, positivo e significativo a 1 % de probabilidade, com a classe de agregados intermediária. TISDALL & OADES (1982); CRAWFORD et al. (1997) observaram que para agregados maiores a estabilização se dá por agentes orgânicos, hifas e raízes, enquanto que para agregados intermediários a estabilização ocorre através de agentes orgânicos persistentes e materiais inorgânicos, como óxidos e aluminossilicatos, confirmado pelos resultados encontrados.

O teor de gibbsita apresentou coeficiente de correlação de 0,4160, positivo e significativo ao nível de 5 % de probabilidade com a classe intermediária de agregados, corroborando os resultados encontrados por (CRAWFORD et al., 1997).

A substituição de ferro por alumínio nos óxidos de ferro (ALSUB) apresentou coeficiente de correlação da ordem de 0,7339, positivo e significativo ao nível de 1 % de probabilidade com a classe intermediária de agregados. Este fato pode estar relacionado com a maior influência da goethita sobre essa mesma classe de agregados, já que observa-se uma maior substituição isomórfica na goethita (RESENDE, 1976; FONTES, 1988; SCHWERTMANN, 1988; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; KER 1995).

Com relação à argila dispersa em água (Quadro 7), nenhum atributo mineralógico apresentou correlação significativa ao nível estudado. Observa-se que o PCZES apresentou coeficiente significativo e negativo. Então valores menores de PCZES contribuem com o aumento da floculação da argila e conseqüentemente favorece a formação dos agregados. Solos ou horizontes com maior teor de matéria orgânica apresentaram menor PCZES (Quadro 3 do Capítulo 1) e por isso, maior agregação das argilas. Resultado confirmado pelo Quadro 1, onde os horizontes superficiais, mais ricos em matéria orgânica, apresentaram maior DMP.

Para os atributos orgânicos, COT, MOL, CL, CSA, AF e HU, todos apresentaram correlação significativa e positiva com a ADA, ou seja, contribuíram para o aumento da dispersão da argila dos solos estudados, confirmando o que foi observado no (Quadro 2 do Capítulo 1), onde a ADA foi maior nos horizontes superficiais, mais ricos em compostos orgânicos. Este resultado confirma o dois papéis que a matéria orgânica tem sobre a agregação do solo (ARIAS et al., 1996). De um lado ela repele a água, diminuindo a tendência dos agregados dispersarem, além de formarem cimentos através dos complexos argilo-húmicos, que também contribuem para a estabilização dos agregados, de outro ela aumenta as cargas negativas das partículas finas, favorecendo sua dispersão.

QUADRO 07 - Coeficientes de Correlação Linear Significativos entre a Argila Dispersa em Água (ADA) e os Atributos Orgânicos dos Solos Estudados

Correlação	Coeficiente de Correlação
ADA x PCZES	-0,6719**
ADA x COT	0,7129**
ADA x MOL	0,7193**
ADA x CL	0,6782**
ADA x CSA	0,7568**
ADA x AF	0,7700**
ADA x HU	0,6206**

** significativos ao nível de 1 % de probabilidade

Pelos resultados apresentados fica claro que o fenômeno de agregação, seja pela dispersão ou floculação dos colóides, pela cimentação e pela estabilização desta união, é um fenômeno de carga superficial, tanto dos colóides minerais como dos orgânicos. Desta maneira, pode-se considerar este fenômeno como de natureza elétrica, fruto de uma determinada condição resultante da influência de diversos fatores, sejam minerais, orgânicos, climáticos, enfim, todos os fatores chamados de pedogenéticos.

4. CONCLUSÕES

Na maioria dos solos houve uma tendência geral de maior média do tamanho dos agregados no horizonte A em relação ao B.

Há uma tendência geral dos agregados maiores apresentarem teores de Fed mais elevados e os menores teores foram apresentados pela classe menor. No caso do Feo a classe de agregados intermediária apresentou teores de Fe maiores e a classe menor os menores teores. Para o Fep os menores valores foram apresentados pela classe intermediária e os maiores pela menor classe. Para o Fed há uma tendência geral de aumento do horizonte A para o B. Para o Feo há uma diminuição do horizonte A para o B. Para o Fep os maiores valores são encontrados no horizonte superficial.

No caso do Ald a maior classe de agregado apresentou os maiores valores, os menores valores foram apresentados pela menor classe de agregados. Para o Alo o maior valor foi apresentado pela classe de menor tamanho. E para o Alp o maior valor foi apresentado pela classe intermediária e o menor valor pela maior classe de agregados. Há uma diminuição dos valores de Ald, Alo e Alp do horizonte A para o B.

Os menores teores de ácido fúlvico referem-se aos maiores agregados. Para os ácidos húmicos os maiores teores foram obtidos para a maior classe de agregados. Em geral os maiores teores de humina foram obtidos para a maior classe de agregados. Então, as maiores classes de agregados possuem teores mais

elevados de formas menos solúveis e ativas da matéria orgânica, enquanto a menor classe de agregado possui teores mais elevados de formas mais solúveis e ativa da matéria orgânica.

Os maiores valores de carbono total foram apresentados pelos agregados maiores (de 2,0 a 1,0 mm), isto, porque os agregados maiores são formados pela união dos pequenos agregados, e essa união dá-se por ligações promovidas pela matéria orgânica.

A maior recuperação pelo carbono total foi apresentada pela classe de agregados maiores, confirmando que o carbono dos agregados maiores é menos protegido fisicamente, ocupando espaços interagregados, estando mais sujeito à oxidação que o carbono dos agregados menores, que localizam-se intraagregados, estando mais protegidos.

Quanto à relação AF/AH, maiores valores foram apresentados pelas duas menores classes de agregados, sendo que o maior valor foi para a classe menor que 0,297 mm. Os valores da relação (AH + AF)/H apresentaram-se maior para a classe intermediária, sendo semelhantes para as outras duas classes de agregados.

Maiores teores de ácido fúlvico contribuíram com o aumento do tamanho dos agregados.

Carbono orgânico total (COT), matéria orgânica leve (MOL), carbono lábil (CL), carbono solúvel em água (CSA), ácido fúlvico (AF) e humina (HU) apresentaram correlação positiva com a classe de agregados intermediária (1,0-0,297 mm). E COT, MOL, CL, CSA e AF apresentaram correlação negativa com a menor classe de agregados (< 0,297 mm).

Teores elevados de óxidos de ferro de baixa cristalinidade contribuíram com o aumento do tamanho dos agregados.

Os teores de goethita apresentaram correlação negativa com a maior classe de agregado e positiva com a classe de agregados intermediária. Teores de gibbsita e a substituição de ferro por alumínio nos óxidos de ferro também apresentaram correlação positiva com a classe de agregados intermediária.

O PCZES apresentou correlação negativa com a argila dispersa em água. Então valores menores de PCZES contribuem com o aumento da flocculação da argila e consequentemente favorece a formação dos agregados.

Para os atributos orgânicos, COT, MOL, CL, CSA, AF e HU, todos apresentaram correlação positiva com a argila dispersa em água, aumentando a dispersão da argila dos solos estudados, com o aumento de seus teores. Este resultado confirma o dois papéis que a matéria orgânica tem sobre a agregação do solo. De um lado ela repele a água, diminuindo a tendência dos agregados dispersarem, além de formarem cimentos através dos complexos argilo-húmicos, que também contribuem para a estabilização dos agregados, de outro ela aumenta as cargas negativas das partículas finas, favorecendo sua dispersão.

O fenômeno de agregação, seja pela dispersão ou flocculação dos colóides, pela cimentação e pela estabilização desta união, é um fenômeno de carga superficial, tanto dos colóides minerais como dos orgânicos. Fenômeno este de natureza elétrica, fruto de uma determinada condição resultante da influência de diversos fatores pedogenéticos.

5. LITERATURA CITADA

- ANGERS, D.A. & GIROUX, M. Recently deposit organic matter in soil water-stable aggregates. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 60: 1547-1551. 1996.
- ARIAS, M., BARRAL, M.T., DIAZ-FIERROS, F. Effects of associations between humic acids and iron or aluminium on the flocculation and aggregation of Kaolin and quartz. **European J. of Soil Sci.**, 47: 335-343, 1996.
- BARBERIS, E., AJMONE MARSAN, F., BOERO, V., ARDUINO, E. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. **J. of Soil Sci.**, 42: 535-542, 1991.
- BARTOLI, F., PHILIPPY, R., BURTIN, G. Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. I. Aggregate stability. **J. of Soil Sci.**, 39: 593-616, 1988.
- BARTOLI, F., PHILIPPY, R., BURTIN, G. Poorly ordered hydrous Fe oxides, colloidal dispersion and aggregation. II. Modification of silty soil aggregation with Fe(III) polycations and model humic macromolecules. **J. of Soil Sci.**, 43: 59-75, 1992a.
- BARTOLI, F., PHILIPPY, R., PORTAL, J.M., GERARD, B. Poorly ordered hydrous Fe oxides, colloidal dispersion and aggregation. I. Effect of humic macromolecules on surface and colloidal properties of Fe(III) polycations. **J. of Soil Sci.**, 43: 47-58, 1992b.
- BAVER, L.D.; GARDNER, W.H.; GARDNER, W.R. **Física de suelos**. México, UTEHA, 1973. 529p.

- CARVALHO JÚNIOR, I.A. de; FONTES, L.E.F., COSTA, L.M. Modificações causadas pelo uso e a formação de camadas compactadas e, ou, adensadas em um Latossolo Vermelho-Escuro Textura Média, na região do cerrado. **R. Bras. Ci. Solo**, 22:505-514, 1998.
- COFFIN, D. E. A method for the determination of free iron in soil and clays. **Canadian J. of Soil Sci.**, 43: 7-17, 1963.
- CONTEH, A. & BLAIR, G.J. The distribution and relative losses of soil organic carbon fractions in aggregate size fractions from cracking clay soils (Vertisols) under cotton production. **Aust. J. Soil Res.**, 36:257-271, 1998.
- CRAWFORD, J.W., VERRALL, S., YOUNG, I.M. The origin and loss of fractal scaling in simulated soil aggregates. **European J. of Soil Sci.**, 48: 643-650, 1997.
- CZURDA, K.A.; LUDWIG, S.; SCHABABERLE, R. **Fabric changes in plastic clays by freezing and thawing**. In: HARTGE, K.H. & STEWART, B.A. Soil structure its development and function. Advances in Soil Science. Lewis Publishers. 1995. p 71-91.
- DEGENS, B.P., SPARLING, G.P., ABBOTT, L.K. The contribution from hyphae, roots and organic carbon constituents to the aggregation of a sandy loam under long-term clover-based and grass pastures. **European J. of Soil Sci.**, 45: 459-468, 1994.
- DICK, D.P. & SCHWERTMANN, U. Microaggregates from oxisols and inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. **Geoderma**, 74: 49-63, 1996.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: 1997. 212p.
- EMERSON, W.W., FOSTER, R.C., OADES, J.M. Organo-mineral complexes in relation to soil aggregation and structure, 15: 521-592. In. **Interactions of soil minerals with natural organics and microbes**, SSSA, Madison, 1986.
- FELLER, C. & BEARE, M.H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma** 79: 69-116, 1997.
- FONTES, M.P.F. **Iron oxide mineralogy in some brazilian oxisols**. Raleigh: North Carolina State University, 1988. 175p. Tese (PHD) - North Carolina State University, 1988.

- FORTUN, A., BENAYAS, J., FORTUN, C. The effects of fulvic and humic acids on soil aggregation: a micromorphological study. **J. of Soil Sci.**, 41: 563-572, 1990.
- FRANZLUEBBERS, A.J. & ARSHAD, M.A. Soil microbial biomass and mineralizable carbon of water-stable aggregates. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 61: 1090-1097. 1997.
- HARRIS, R.F.; CHESTERS, G.; ALLEN, O.N. Dynamics of soil aggregation. **Advances in Agronomy**, 18:107-169, 1966.
- HAYNES, R.J. & SWIFT, R.S. Stability of soil aggregates in relation to organic constituents and soil water content. **J. of Soil Sci.**, 41: 73-83, 1990.
- JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis**. Englewood Cliffs, M.J. Prentice-Hall, 1958. 498p.
- JUCKSCH, I. **Calagem e dispersão de argila em amostras de um Latossolo Vermelho Escuro**. Viçosa, MG: UFV, 1987. 37p. dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1987.
- KER, J.C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de latossolos do Brasil**. Viçosa, MG. UFV, 1995. 181p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1995.
- KITAGAWA, Y. Goethite and hematite in some soils from the amazon region. **Soil Sci. Plant Nutr.**, 29(2): 209-217, 1983.
- KONONOVA, M.M., NOWAKOWSKI, T.Z., NEWMAN, A.C.D. **Soil organic matter; its nature, its role in soil formation and in soil fertility**. 2^o ed. London: Pergaman, 1966. 544p.
- KRETZSCHMAR, R.; HESTERBERG, D. and STICHER, H. Effects of adsorbed humic acid on surface charge and flocculation of kaolinite. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 61: 101-108. 1997.
- LIMA, J.M. & ANDERSON, S.J. Aggregation and aggregate size effects on extractable iron and aluminum in two Hapludoxs. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 61: 965-970, 1997.
- McKEAGUE, J. A. and DAY, J. H. Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian J. of Soil Sci.**, 46: 13-22, 1966.

- MUGGLER, C.C. **Polygenetics Oxisols on tertiary surfaces, Minas Gerais, Brazil: soil genesis and landscape development.** Wageningen, Wageningen Agricultural University, 1998. 186p. (Tese de Doutorado).
- MUGGLER, C.C.; van GRIETHUYSEN, C.; BUURMAN, P.; PAPE, T. Aggregation, organic matter, and iron oxide morphology in oxisols from Minas Gerais, Brazil. **Soil Sci.**, 164:759-769, 1999.
- NELSON, O. W. & SOMMERS, L. E. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: PAGE, A. L.; MILLER, R. H.; KEENEY, D. Z., eds. **Methods of soil analysis**. 2^a ed. Madison, American society of Agronomy, 1982. Part 2: Chemical and Microbiological Properties. p. 539-577 (Agronomy 9).
- OADES, J.M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. **Plant and Soil**, 76: 319-337, 1984.
- OADES, J.M. An introduction to organic matter in mineral soils. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. **Mineral in soil environments**. 2^a ed. SSSA, Madison, Wisconsin, USA. 1989. 1244p.
- OADES, J.M. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. **Geoderma**, 56:377-400, 1993.
- PUGET, P., CHENU, C., BALESDENT, J. Total and young organic matter distributions in aggregates of silty cultivated soils. **European J. of Soil Sci.**, 46: 449-459, 1995.
- RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the central Plateau of Brazil.** West Lafayette, Purdue University, 1976. 237p. (Tese Ph.D.)
- RESENDE, M. **Pedologia**. Imprensa universitária, UFV, Viçosa, 1990. 100p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. de; CORRÊA, G.F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Viçosa: NEPUT, 1995. 304p.
- SAEG 5.0. **Sistema de Análise Estatísticas e Genéticas**. Universidade Federal de Viçosa. UFV. 1993.
- SCHWERTMANN, U. & KAMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. **Soil Sci.**, Baltimore, 139: 344-350, 1985.

- SCHWERTMANN, U.; KODAMA, H. & FISCHER, W.R. Mutual interactions between organics and iron oxides. 7: 223-250. In: **Interactions of soil minerals with natural organics and microbes**, SSSA, Madison, 1986.
- SCHWERTMANN, U **Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments**. In STUCKI, J.W. et al. (ed.) Iron in soils and clay minerals. NATO Adv. Stud. Inst., ser. C, Vol. 217. Reidel Publ. Co., Boston, MA. p. 267-308. 1988.
- SCHWERTMANN U. & TAYLOR R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., eds. **Minerals in Soil Environments** 2^a ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. 379-438p.
- SILVA, A.J.N. & RIBEIRO, M.R. Caracterização de Latossolo Amarelo sob cultivo contínuo de cana-de-açúcar no Estado de Alagoas: atributos morfológicos e físicos. **R. Bras. Ci. Solo**, 21:677-684, 1997.
- SIQUEIRA, J.O. **Biotechnologia do solo: fundamentos e perspectivas**. Brasília: MEC, ABEAS, 1988. 236p.
- STEVENSON, F.J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. 2^o ed. John Wiley & Sons, 1994. 496p.
- TISDALL, J.M. & OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **J. of Soil Sci.**, London, 33: 141-163, 1982.
- VEIGA, M; CABEDA, M.S.V.; REICHERT, J.M. Erodibilidade em entressulcos de solos do Rio Grande do Sul. **R. Bras. Ci. Solo**, 17:121-128, 1993.
- ZHANG, H.Q. & HARTGE, K.H. **Mechanical properties of soils as influenced by the incorporation of organic matter**. In: HARTGE, K.H. & STEWART, B.A. Soil structure its development and function. Advances in Soil Science. Lewis Publishers. 1995. p 93-108.

4- ATRIBUTOS DA COR E RADIOMETRIA DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS

RESUMO - Com o objetivo de estudar o efeito da mineralogia e da matéria orgânica no comportamento da cor de solos selecionados, determinaram-se as cores e as curvas espectrais de doze amostras de solos altamente intemperizados do Estado de Minas Gerais. A cor foi determinada na TFSA através de comparação visual com a Caderneta de Cores de Munsell. A caracterização espectral foi feita na forma de curvas que relacionam intensidade de reflectância com o comprimento de onda ao longo de uma janela espectral cobrindo a faixa de 400 a 2500 nm. Para avaliação dos resultados obtidos, utilizaram-se correlações lineares e regressões lineares, polinomiais e logarítmicas. As variáveis da cor se comportaram de modo bastante diferente com relação aos solos. O matiz, valor, índice de avermelhamento (IAV) e fator de avermelhamento (FAV), apresentaram coeficientes de correlação significativos apenas com a hematita, sendo que a mesma, em altos teores (acima de 300g/kg), como no Latossolo Ferrífero, provocou a saturação destes parâmetros. Por outro lado, o croma apresentou coeficiente de correlação significativo apenas com a goethita. Com relação às curvas espectrais, os solos puderam ser divididos em três grupos, com comportamento distintos na forma e intensidade das reflectâncias. O primeiro grupo foi formado pelos Latossolos Roxos e pelo

Latossolo Ferrífero, os quais apresentam um aumento inicial rápido da intensidade da reflectância, mas permanecendo em níveis abaixo dos outros grupos. Neste grupo foi comum uma banda com forma de U em torno de 900 nm, típica dos óxidos de Fe, principalmente da hematita. O segundo grupo teve na sua constituição os solos que sofreram restrição de drenagem, o Latossolo Vermelho-Amarelo e o Plintossolo, nos quais o aumento inicial da intensidade de reflectância foi suave, atingindo valores altos, e no final havendo uma diminuição de sua intensidade. Foram observadas, porém, diferenças de comportamento destes solos nas bandas de 1400 e 2200, típica da caulinita e 2280, típica da gibbsita. Também presente no segundo grupo o Latossolo Bruno, mostrou aumento de intensidade de reflectância inicial até 800 nm, demonstrando a presença da goethita. A partir daí, houve uma diminuição constante da intensidade de reflectância, com bandas típicas da caulinita e gibbsita. O terceiro grupo foi composto dos Latossolos Vermelho-Escuros e dos Latossolos Variação Una. Os LEs apresentaram comportamento diferenciado dos outros solos, com bandas em 450 e 900 nm típicas de hematita. Os outros solos apresentaram bandas típicas da presença da goethita, além da caulinita e gibbsita. A matéria orgânica diminuiu a intensidade de reflectância de todos os solos, atenuando as bandas típicas dos minerais. As bandas referente aos óxidos de Fe praticamente desapareceram, enquanto da caulinita e gibbsita apenas sofreram uma atenuação. O teor de gibbsita correlacionou-se positivamente com as intensidades de reflectância nos comprimentos de onda analisados, enquanto a hematita teve comportamento contrário.

ATTRIBUTES OF COLOR AND RADIOMETRY OF HIGHLY WEATHERED SOILS OF MINAS GERAIS STATE

SUMMARY – In order to study the mineralogy and organic matter effect on soil color, reflectance spectral curves and colors of 12 samples of highly weathered soils were determined. The color was determined in the TFSA, through visual comparison to Munsell Soil Color Chart. Spectral characterization consisted of curves, which relate reflectance intensity to the wavelength along a spectral window covering the band from 400 to 2500 nm. To evaluate the results obtained linear correlations and linear, polynomial and logarithmic regressions were used. The variables of the color behaved in a very different way as related to the soils. Hue, value, redness rating and redness factor presented significant correlation coefficients only with hematite, which, in high contents (over 300g/kg), as in the Ferriferous Latosol, provoked saturation of these parameters. On the other hand, chroma presented significant correlation coefficient only with goethite. Concerning to the spectral curves, the soils could be divided into three groups, with distinct behaviors in the form and in the intensity of the reflectance. The first group was formed by the Dusky Red and Ferriferous Latosol, which presented a fast initial increase of reflectance intensity but still remaining in levels below the other groups. In this group it was usual the band in U around 900 nm, typical of Fe oxides, mainly hematite. The second group was constituted

by the soils that underwent drainage restriction, the Red Yellow Latosol and the Plinthic soil, in which the initial reflectance intensity increase was slow, reaching high values and, at the end, decreasing in its intensity. Differences in these soils behavior, though, were observed in the bands of 1400 and 2200, typical of kaolinite, and 2280, typical of gibbsite. Also present in the second group, the Brown Latosol showed increasing intensity of initial reflectance until 800 nm, demonstrating the goethite presence. From this point on, there was a constant decrease in reflectance intensity, with typical bands of kaolinite and gibbsite. The third group was composed of the Dark Red Latosols and of the Una Latosols. The Dark Red Latosols presented a differentiated behavior from the other soils, showing bands in 450 and 900, typical of hematite. The other soils presented bands typical of goethite, besides kaolinite and gibbsite. Organic matter lowered the reflectance intensity for all soils, attenuating the minerals typical bands. Bands related to Fe oxides practically disappeared, while the bands of kaolinite and gibbsite only suffered an attenuation. Gibbsite content correlated positively with reflectance intensity in the wavelength analyzed, while hematite had inverse behavior.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Cor

A cor é a característica do solo de mais fácil visualização e por refletir diferenças na constituição mineralógica, orgânica e textural entre solos (OLIVEIRA et al., 1992; RESENDE et al., 1995) tem uma grande importância na identificação de solos e na delimitação de horizontes. Algumas classes de solos da classificação brasileira são conceituadas, além de outros atributos, pela cor que os mesmos apresentam.

A cor do solo está relacionada com características mineralógicas, físicas e químicas, possibilitando inferências sobre sua natureza, estado de constituintes e condicionamento em que está ou esteve sujeito. Condições de drenagem, presença de óxidos de ferro, teor de matéria orgânica podem ser inferidos pela cor (RESENDE, 1976; TORRENT et al., 1980; SANTANA, 1984; SCHWERTMANN, 1993).

A matéria orgânica e compostos de ferro são os principais agentes responsáveis pela cor dos solos, estes agentes pigmentantes atuam, em geral, num fundo de cor branca dado pelos minerais de argila silicatados (RESENDE et al., 1995). Os óxidos de ferro podem apresentar-se na forma reduzida, com cor cinzenta e na forma oxidada, como goethita, que é responsável pela cor

amarelada e hematita, pela cor avermelhada. Boas relações entre a cor dos solos brasileiros e a natureza dos óxidos de ferro presentes tem sido observadas (BIGHAM et al., 1978; KÄMPF & SCHWERTMANN, 1983a,b; FONTES, 1988). A hematita apresenta um grande poder pigmentante e 1 a 2 % de hematita é suficiente para tornar um solo avermelhado (RESENDE, 1976).

Para fins de uniformização e maior objetividade na identificação das cores, usam-se escalas de padrões comparativos, dentre as quais a mais empregada é a Escala Munsell de Cores para Solos (MUNSELL SOIL COLOR CHART, 1975). Ela é construída segundo três variáveis: matiz (combinação das cores básicas), valor (claridade relativa) e croma (intensidade da cor).

O matiz é a gama de cor do espectro solar, diz qual o comprimento de onda predominante, da luz refletida pelos solos. Na escala de Munsell é formada por um número e uma ou duas letras. Os números traduzem a gradação cromática, de 0 a 10. As letras representam as cores aplicáveis ao solo, R para vermelho, YR para vermelho-amarelo (alaranjado) e Y para amarelo. O valor traduz a tonalidade mais clara ou mais escura da cor, sendo o resultado de proporções variáveis de preto e branco, combinados com a matiz. No sistema de Munsell ela vai de 0 (preto absoluto) até 10 (branco absoluto). O croma representa a pureza da cor, é a saturação ou intensidade do colorido. Significa uma combinação variável de matiz com tonalidades de cinzento. Na escala Munsell, o croma varia de 0 a 8.

Baseado na notação de Munsell alguns autores desenvolveram e comprovaram a utilidade de índices de cor, como o índice de avermelhamento - IAV e o fator de avermelhamento - FAV. TORRENT et al. (1980, 1983) propuseram o índice de avermelhamento - IAV como um índice numérico que pudesse medir quantitativamente a relação entre o avermelhamento do solo e o teor de hematita em solos contendo tanto hematita quanto goethita. KÄMPF & SCHWERTMANN (1983a) e FONTES & WEED (1996) aplicaram esse índice a solos brasileiros encontraram correlações significativas entre o IAV e as relações goethita/hematita presentes nos solos. Mais tarde, numa tentativa de melhorar

essa quantificação, SANTANA (1984) propôs a utilização do fator de avermelhamento - FAV.

1.2 Radiometria

Os solos têm ampla ocorrência na superfície terrestre, e geralmente contribuem significativamente para o sinal eletromagnético refletido pela maioria dos alvos naturais terrestres (FORMAGGIO et al., 1996).

O uso de sensores remotos tem se intensificado bastante em vários campos do conhecimento, gerando uma grande quantidade de dados. Nesse aspecto, surge então a possibilidade de obtenção de dados radiométricos para os solos, que podem auxiliar na avaliação das características de alguns de seus constituintes.

COSTA (1979) já afirmava que muitas das propriedades dos solos podem ser estimadas pela reflectância espectral, e que se deveria investir na busca rotineira de instrumentos de laboratório, que medissem esta propriedade em amostras de solos. Nessa mesma época, STONER (1979) e STONER et al. (1980) começaram a utilizar medidas de reflectância para determinar características da cor de solos.

Um dos principais objetivos da aplicação do sensoriamento remoto na pedologia, seria relacionar as características da radiação refletida com as características dos solos (IRONS et al., 1989). Já que estas características espectrais podem ser observadas e quantificadas, como, por exemplo a reflectância.

De acordo com EPIPHANIO et al. (1992), os parâmetros dos solos que influenciam a reflectância, dentre outros, são: teores de matéria orgânica, distribuição textural de partículas, teores de óxidos de ferro, tipo de mineral de argila e material de origem. A umidade do solo também é muito importante, já que a água possui bandas de absorção específicas, em 1400 e 1900 nm, principalmente (IRONS et al., 1989).

DEMATTE & GARCIA (1999) e CLEMENTE et al. (2000) destacam que, através dos dados espectrais, pode-se avaliar variações no intemperismo de perfis, principalmente, relacionando com aspectos da mineralogia da fração argila, textura e matéria orgânica.

A matéria orgânica do solo tem um importante efeito nas características espectrais dos solos (CLEMENTE et al., 2000), ela tem a capacidade de diminuir a reflectância dos solos, ao longo de toda a curva espectral, principalmente, na faixa de 400 a 2500 nm (HOFFER & JOHANNSEN, 1969). Encobre as feições, picos e depressões, provocadas pelos outros componentes. As faixas influenciadas pelo carbono orgânico são 500-1200 e 900-1220 nm (BECK et al., 1976).

Com relação à textura, EPIPHANIO et al. (1992), comenta que não só os tipos de minerais, mas, o tamanho e arranjo destes componentes afetam a reflectância de um solo, seja de forma direta, ou de forma indireta, através da agregação e porosidade. BECK et al. (1976) indica a faixa de 1500-1730 nm, como indicador de argila. Mas é importante ressaltar a estreita relação de textura com conteúdos de água nos solos, podendo influenciar nos resultados dos trabalhos. PIZARRO (1999) observou que solos com textura mais arenosa possuem maior reflectância do que os de textura mais argilosa.

Para os óxidos de ferro, a influência é grande sobre a forma e intensidade das curvas espectrais dos solos. A goethita tem seu campo de influência em 435, 480, 650 e 917 nm e a hematita em 445, 530, 650 e 885 nm, dificultando muito a diferenciação entre estes minerais (BECK et al., 1976). Para outros óxidos de ferro, como magnetita e ilmenita, a reflectância é baixa em todo o espectro visível e infravermelho próximo, sendo considerados minerais opacos (EPIPHANIO et al., 1992; NUNES, 1999). Teores totais de Fe_2O_3 diminuem a reflectância nas faixas 500-640 nm (EPIPHANIO et al., 1992).

A caulinita apresenta bandas de absorção entre 1400, 2200 e 2700 nm. As micas podem apresentar em 1450, 1900 e 2200 nm, estas bandas referem-se, principalmente, a existência de água e hidroxilas entre as camadas destes minerais (EPIPHANIO et al., 1992).

A gibbsita apresenta bandas de absorção em 1440, 1550, 1900 e na faixa de 2800-2900 nm, referentes às transições de vibração dos grupos de hidroxilas (EPIPHANIO et al., 1992).

O objetivo deste capítulo foi estudar a relação entre a mineralogia e a matéria orgânica sobre as características da cor e sobre as curvas espectrais de solos altamente intemperizados de Minas Gerais.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Índices de cores

As cores foram determinadas através de comparação visual com a caderneta de Munsell com as amostras de TFSA.

Para avaliação quantitativa das cores obtidas pela caderneta, determinou-se o índice de avermelhamento e o fator de avermelhamento. O IAV foi determinado de acordo com TORRENT et al. (1980, 1883), para tanto, utilizou-se a seguinte fórmula:

$$\text{IAV} = [(10\text{-matiz}) \times \text{croma}]/\text{valor}.$$

O fator de avermelhamento (FAV) foi calculado de acordo com SANTANA (1984), com a seguinte fórmula:

$$\text{FAV} = [(10\text{-matiz}) + \text{croma}]/\text{valor}.$$

2.2. Caracterização espectral

Utilizando o sistema sensor "Dual Field of View Mark IV Infra-Red Intelligent Spectroradiometer" (IRIS), fez-se a caracterização espectral dos solos estudados, de acordo com EPIPHANIO et al. (1992). O aparelho cobre a janela espectral de 300 a 3000 nm, numa varredura contínua, apresentando resolução espectral de 2 e 4 nm para a região entre 300 e 1000 nm e de 1000 e 3000 nm, respectivamente. O sistema é operado por microcomputador IBM-PC, programado para fazer medições, digitalizar e armazenar os dados em memória, além de fornecer saídas em disquetes.

A fonte de luz proveniente de lâmpada halógena de 600 W é refletida por uma placa de referência e pelas amostras de TFSA, previamente espalhadas de forma regular em placas de petri de 10 cm de diâmetro e 1 cm de altura. O sensor efetua as leituras de reflectância e o instrumento as converte para "Fator de Reflectância", em que a reflectância das amostras é dada em relação à reflectância da placa de referência. A razão entre o fluxo radiante refletido na amostra do solo e o fluxo radiante refletido pela placa padrão gera o fator de reflectância (CLEMENTE et al., 2000).

Os resultados são apresentados em forma de curvas, que relacionam intensidade de reflectância com o comprimento de onda ao longo da janela espectral estabelecida, que, neste trabalho, restringiu-se à faixa de 400 a 2500 nm, tendo sido evitada a faixa altamente susceptível a ruídos, localizada entre 300 e 400 nm.

2.3. Análises estatísticas

Para avaliação dos resultados obtidos, utilizou-se de correlações lineares (Correlação de Pearson), com o auxílio do software SAEG 5.0 (1993). No estudo da cor dos solos, as variáveis dependentes foram matiz, valor e croma, variáveis definidoras da cor dos solos e IAV, e FAV, índices calculados a partir delas. No estudo da radiometria, as variáveis dependentes foram as reflectâncias dos picos

identificados nas curvas radiométricas e as variáveis independentes foram as características mineralógicas e da matéria orgânica dos solos estudados. Na radiometria foram usadas também as variáveis utilizadas anteriormente (matiz, croma, valor, IAV, e FAV). O nível de significância considerado foi de 1%.

Utilizou-se também as regressões lineares, polinomiais e logarítmicas, através do software Microsoft Excel versão 7.0, apresentou-se a regressão que obteve o maior R^2 . Neste caso houve uma inversão das variáveis dependentes com as independentes, pois, o objetivo foi determinar teores dos minerais, por meio dos parâmetros de cor.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Características da cor dos solos estudados

As cores dos solos estudados foram obtidas utilizando-se a Caderneta de Cores de Munsell e são apresentadas junto com os índice de avermelhamento (IAV) e fator de avermelhamento (FAV), são apresentados no Quadro 1. A população de solos estudada possibilitou um grande espectro de variação, no que diz respeito a cor dos solos.

O matiz variou de 2,5Y para o Plintossolo (PT) até 10R para o Latossolo Ferrífero (LF). A hematita foi o componente mineral que mais afetou a definição do matiz dos solos estudados, com um coeficiente de correlação linear de -0,7251, significativo a 1%, provavelmente devido seu alto poder pigmentante (RESENDE, 1976). A goethita, pelas análises estatísticas, não contribuiu significativamente, a 1%, com o matiz dos solos estudados.

Agrupando os solos pela cor, consideraram-se um grupo formado pelos solos mais vermelhos com matiz 2,5YR e 10R e um outro formado pelos mais amarelos que 2,5YR. Fazem parte do primeiro grupo os Latossolos Roxos (LR1, LR2 e LR3), o Latossolo Ferrífero (LF) e o Latossolo Vermelho-Escuro (LE3). Analisando-se os dados de ataque sulfúrico, apresentado no segundo capítulo, que permite caracterizar a mineralogia dos solos estudados, pode-se observar os

QUADRO 1 - Cor do Solo Seco, Matiz*, Índice de Avermelhamento (IAV) e Fator de Avermelhamento (FAV) das Amostras Estudadas

Perfil/Horizonte	Cor do Solo	Matiz*	IAV	FAV
LR1A	2.5YR 3/6	2,5	15,00	4,50
LR1B	2.5YR 3/6	2,5	15,00	4,50
PTA	2.5Y 6/2	10	0,00	0,33
PTB	2.5Y 7/2	10	0,00	0,29
LBA	5Y 4/3	10	0,00	0,75
LBB	2.5Y 5/4	10	0,00	0,80
LE1A	5YR 4/6	5	7,50	2,75
LE1B	2.5YR 4/6	2,5	11,25	3,38
LU1A	10YR 5/6	10	0,00	1,20
LU1B	10YR 6/8	10	0,00	1,33
LR2A	2.5YR 3/4	2,5	10,00	3,83
LR2B	2.5YR 4/4	2,5	7,50	7,50
LR3A	2.5YR 3/4	2,5	10,00	3,83
LR3B	2.5YR 3/4	2,5	10,00	3,83
LE2A	7.5YR 4/4	7,5	2,50	2,50
LE2B	2.5YR 4/8	2,5	5,00	3,88
LVA	2.5Y 6/4	10	0,00	0,67
LVB	10YR 6/6	10	0,00	1,00
LE3A	2.5YR 4/6	2,5	11,25	3,38
LE3B	2.5YR 3/6	2,5	15,00	6,75
LUHA	10YR 3/4	10	0,00	1,33
LUHAB	10YR 4/6	10	0,00	1,50
LUHB	7.5YR 5/8	7,5	4,00	2,10
LU2A	10YR 3/3	10	0,00	1,00
LU2B	7.5YR 5/8	7,5	4,00	2,10
LFA	10R 3/3	0	10,00	4,33
LFB	10R 3/6	0	20,00	5,33

*O matiz foi calculado considerando apenas a escala do YR, onde definiu-se um valor máximo de 10, para solos mais amarelados que 10YR e 0 para solos mais vermelhos que 10R.

altos valores de Fe_2O_3 destes solos e a predominância de hematita em relação à goethita. O horizonte B de outros dois Latossolos Vermelho-Escuros (LE1 e LE2) também fazem parte deste grupo, porém seus respectivos horizontes A foram classificados como amarelos, corroborando o efeito anti-hematítico da matéria orgânica mencionado por SCHWERTMANN & TAYLOR (1989) e RESENDE (1976).

No segundo grupo, dos solos amarelos, fazem parte o Plintossolo (PT), o Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), o Latossolo Bruno (LB), o Latossolo Variação Una Húmico (LUH), os Latossolos Variação Una (LU1 e LU2) e os horizontes A dos Latossolos Vermelho-Escuros (LE1 e LE2). São solos com baixos ou nenhum teor de hematita, havendo a predominância da goethita. Este grupo de solos caracteriza-se também por apresentar altos teores de Al_2O_3 , sempre acima de 20 % que, junto de elevados teores de matéria orgânica e ambientes úmidos, também favorecem a formação da goethita em relação a hematita SCHWERTMANN & TAYLOR (1989).

A Figura 1, que ilustra a regressão linear entre matiz e teores de hematita, obteve um R^2 na ordem de 0,5257. Esta curva ilustra o comportamento da matiz frente o teor de hematita dos solos. A medida que aumenta o teor de hematita, como nos Latossolos Roxos e Latossolo Ferrífero, há uma diminuição do matiz dos solos, ocorrendo uma saturação do poder pigmentante da hematita. Através do gráfico, pode-se observar também que esta saturação deve-se principalmente aos altos teores de hematita do Latossolo Ferrífero (LF), que são muito superiores aos teores dos outros solos. A Figura 2 ilustra este comportamento, observa-se que com a retirada dos valores do Latossolo Ferrífero (LF), a regressão polinomial passa a ter um R^2 de 0,9451, maior que o anterior (Figura 1). Assim, com exceção dos Latossolos Ferríferos, o matiz pode ser considerado um bom parâmetro para quantificar o teor de hematita dos solos altamente intemperizados.

Para os dados referentes ao valor de cada solo (Quadro 1), observa-se que não há grandes variações entre horizontes de um mesmo solo quando mais

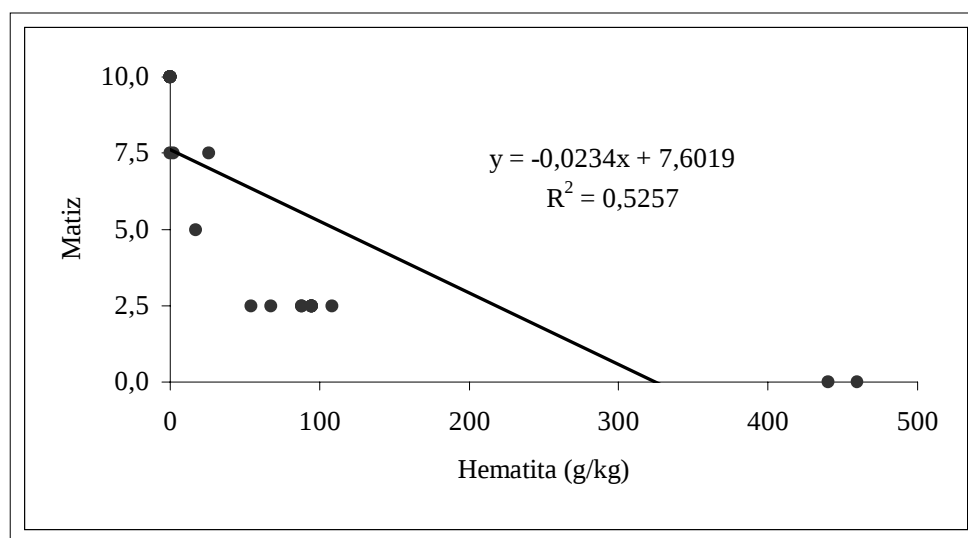


FIGURA 1 – Gráfico da Regressão Polinomial entre Matiz e Teor de Hematita, para os Solos Estudados

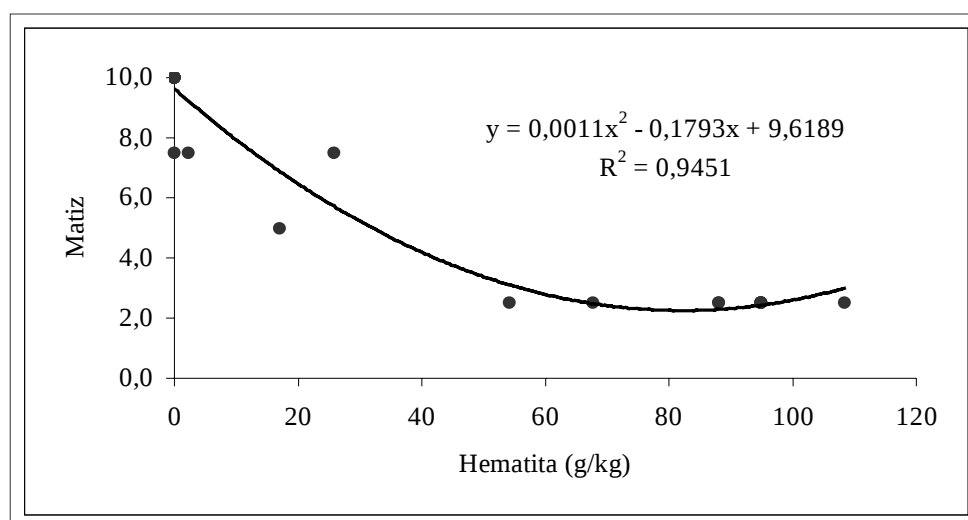


FIGURA 2 – Gráfico da Regressão Polinomial entre Matiz e Teor de Hematita, para os Solos Estudados, Sem os Valores do Latossolo Ferrífero

hematíticos. Na maioria dos casos, os valores são os mesmos, exceto em solos goethíticos com maior teor de matéria orgânica no horizonte A, como é o caso das amostras do LU2 e LUH. Nesse dois solos houve um acréscimo do valor em duas unidades, do horizonte A para o B. O valor de Munsell, por traduzir a tonalidade mais escura da cor, é reduzido nos solos pela presença da matéria orgânica, como observado por SCHEINOST & SCHWERTMANN (1999). Assim, o valor pode refletir o maior teor de matéria orgânica dos horizontes superiores, principalmente nos solos mais goethíticos. Pelo seu menor poder pigmentante, a goethita sofre maior influência do teor de matéria orgânica no horizonte superficial, que se traduz em maior escurecimento. A hematita, pelo seu maior poder de pigmentação e pela sua coloração mais escura, não sofre tanto essa interferência. Como consequência, nos solos hematíticos não existe uma diferenciação clara entre os horizontes superficiais e subsuperficiais. Os resultados obtidos mostram exatamente esse comportamento e demonstram porque por muito tempo existiu uma generalização de que os solos tropicais eram pobres em matéria orgânica. Apenas aqueles mais hematíticos, normalmente, não mostram através de uma nítida diferenciação de cor entre os horizontes A e B o seu real teor de matéria orgânica.

Quanto as relações de valor com as características dos solos, apenas os teores de hematita correlacionam-se significativamente a 1 % com o valor, obtendo um coeficiente de correlação de -0,4812. A hematita possui correlação total significativa e negativa, ou seja, o aumento de hematita diminui o valor dos solos.

Para o croma (Quadro 1), os valores variaram de 2, para o Plintossolo, até 8 para o horizonte B dos Latossolos Variação Una (LU1 e LU2), do Latossolo Vermelho-Escuro (LE2) e do Latossolo Variação Una Húmico (LUH). Através do trabalho de campo, o que pode ser observado, é que os solos com croma maior, possuem cores mais vivas e fortes. Os teores de goethita apresentaram coeficiente de correlação, com o croma dos solos, de 0,4351, significativo a 5 %.

No Quadro 1 observa-se os valores para o Índice Vermelho (IV) dos solos estudados. Os valores foram de 0 a 20, com valores menores para os solos

mais amarelados (PT, LB, LU1, LV, LUH e LU2) e valores maiores para os solos mais vermelhos (LR1, LE1, LR2, LR3, LE3 e LF), chegando ao valor máximo para o Latossolo Ferrífero. Relacionando-se as diversas variáveis apenas o teor de hematita obteve coeficiente de correlação de 0,6804 significativo a 1%.

Na Figura 3 está ilustrado a regressão polinomial entre IAV e o teor de hematita onde pode-se observar o efeito de saturação da hematita sobre a cor dos solos estudados. Esta saturação ocorre em torno de 300 g/kg de hematita. Este comportamento da hematita com relação aos parâmetros da cor dos solos também foi constatado por NETTO (1996).

Os dados do fator de avermelhamento estão apresentados no Quadro 1. Os valores variaram de menos que 1,0 para os solos mais claros (PT, LB e LV), até valores acima ou próximo de 10,0 para os solos mais escuros (LR1, LE1, LR2, LR3, LE3 e LF), chegando a 12,0 para o Latossolo Ferrífero.

Para o fator de avermelhamento (FAV), o comportamento é semelhante ao IAV, onde apenas a hematita apresentou coeficiente de correlação de 0,7063, significativo ao nível de 1%, com o mesmo sinal do IAV.

O gráfico da regressão polinomial entre hematita e FAV (Figura 4), também demonstra o mesmo comportamento visto para o IAV, com o efeito de saturação sobre a cor dos solos, provocado pela hematita, em torno de 300 g/kg.

Desta forma, o matiz, IAV e FAV mostraram-se aptos a servirem de índices para a quantificação dos teores de hematita nos solos estudados, sendo que para os outros minerais não apresentaram correlações significativas com os variáveis da cor, provavelmente pelo alto poder pigmentante da hematita, que pode estar mascarando o efeito dos outros minerais de argila sobre a cor dos solos altamente intemperizados.

Comparando-se os dois índices utilizados (IAV e FAV) observa-se que o FAV discrimina melhor as variações das cores de Munsell, em função dos melhores ajustes e maiores correlações com os teores de hematita. Esse resultado sugere que esse seria um índice mais indicado para os solos estudados.

O fato da goethita ter obtido efeito significativo apenas com o croma, pode estar relacionado com o alto poder pigmentante da hematita, citado por

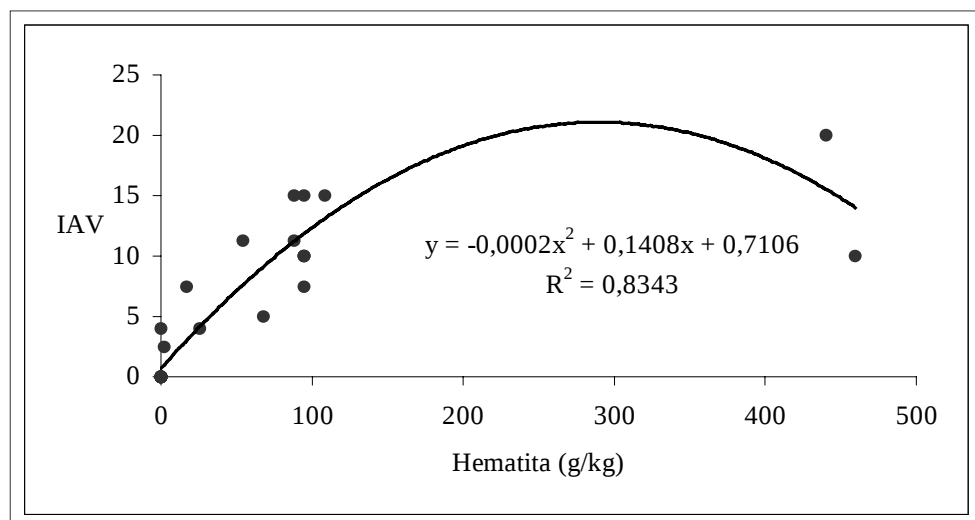


FIGURA 3 – Gráfico da Regressão Polinomial entre Índice de Avermelhamento (IAV) e Teor de Hematita, para os Solos Estudados

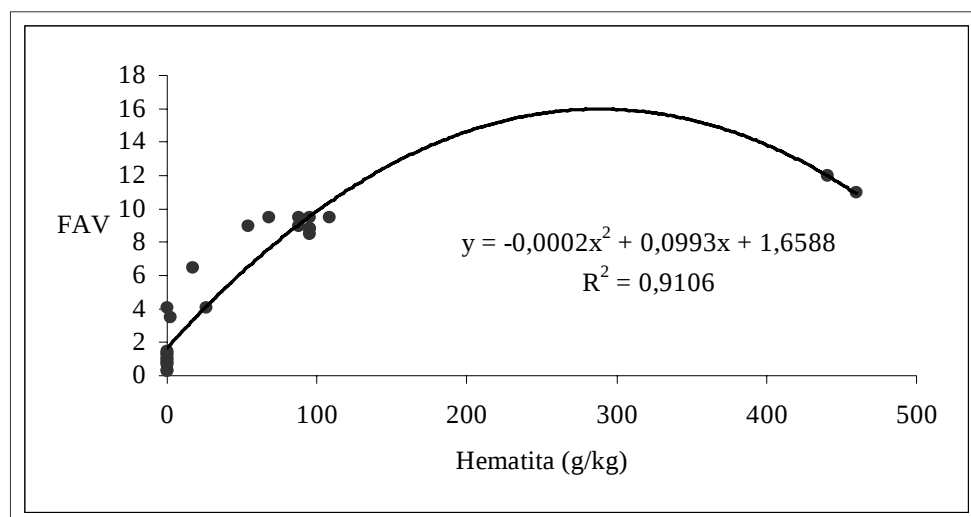


FIGURA 4 - Gráfico da Regressão Polinomial entre Fator de Avermelhamento (FAV) e Teor de Hematita, para os Solos Estudados

RESENDE (1976), com isso, os solos com presença de hematita teriam os efeitos, da goethita sobre a cor, atenuados, os efeitos seriam observados apenas nos solos amarelados, que caracterizam-se pela ausência da hematita.

3.2. Características radiométricas dos solos estudados

As curvas espectrais dos solos estudados são apresentadas na Figura 5. Para facilitar as interpretações, os solos estudados foram agrupados em 3 grupos distintos pelo comportamento das curvas espectrais, que diferenciam na forma e intensidade das reflectâncias. Essas diferenças se dão por variações de umidade residual, conteúdos de matéria orgânica e diferentes proporções dos constituintes minerais, principalmente os óxidos de ferro.

O grupo 1 é formado pelos Latossolos Roxos e pelo Latossolo Ferrífero, os quais apresentaram as menores intensidades de reflectância, com o fator de reflectância atingindo um máximo de apenas 0,2 (Figura 6). A curva caracteriza-se por uma banda de reflectância em torno de 450 a 550 nm e a partir daí existe um aumento na intensidade nos comprimentos iniciais (400-700 nm), estabilizando-se a partir deste ponto, até o final da curva. Esse grupo apresenta poucas bandas de reflectância na maior parte do espectro apresenta banda típicas em torno de 450 e 900 nm com formato de vale em U, que é característico dos óxidos de ferro cristalinos (DEMATTE & GARCIA 1999).

Este comportamento de baixa reflectância e banda típica aos 900 nm deve-se ao alto teor de óxidos de ferro, principalmente, a hematita, já que está é a principal característica que diferencia este grupo de solos dos outros. Observa-se, inclusive, que a banda de reflectância em 900 nm é mais acentuada na amostra do LF, refletindo a sua maior riqueza em óxidos de Fe, principalmente, na forma de hematita. Além disso, a presença de outros minerais opacos, como a magnetita, também pode ter contribuído para este comportamento (EPIPHANIO et al., 1992; NUNES, 1999 e CLEMENTE et al., 2000). Outras bandas de reflectância importantes são as de 2200 nm, distintiva da caulinita, e a 2280 nm indicativa de gibbsita. A primeira mostra a diferença entre as amostras LR1B e LR2B, que são

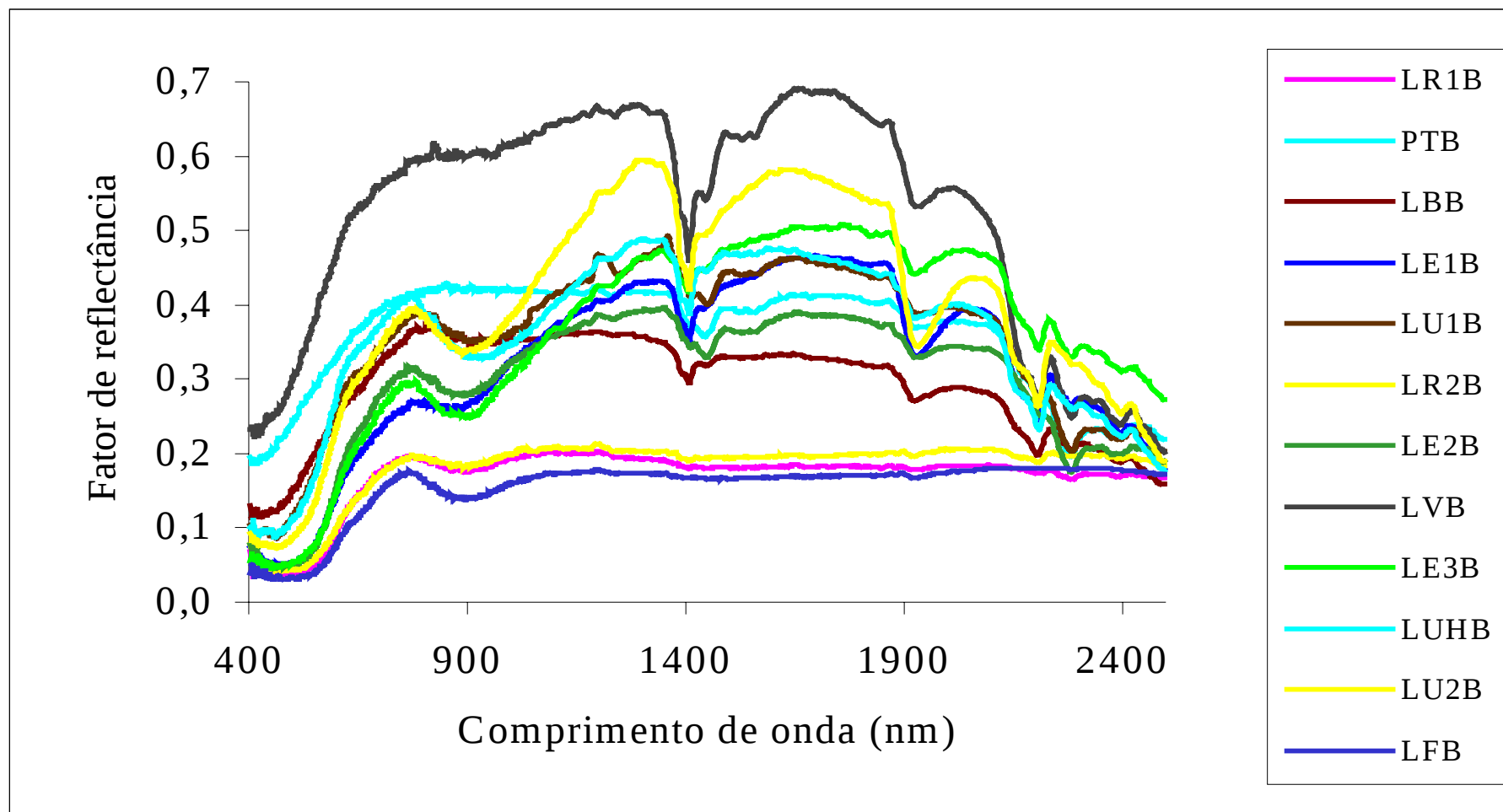


FIGURA 5 - Curvas Radiométricas dos Horizontes B dos Solos Estudados

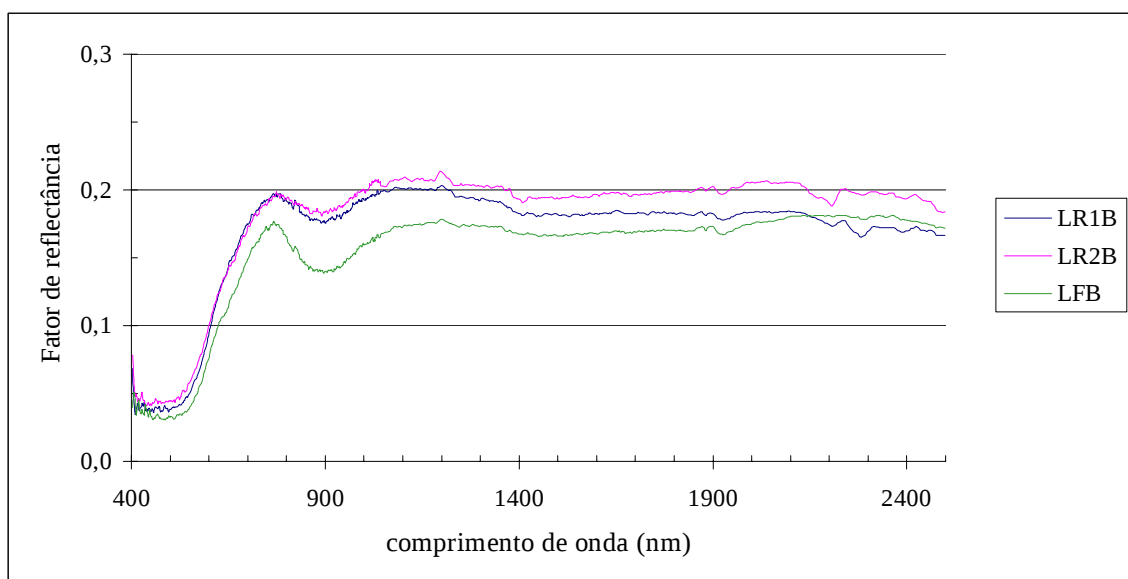


FIGURA 6 – Curvas Radiométricas dos Horizontes B dos Latossolos Roxo (LR1 e LR2) e do Latossolo Ferrífero (LF)

mais ricas nesse mineral, e a amostra do LFB. A segunda é bem proeminente em LR1B, menor no LR2B e praticamente não aparece no LFB. Esses resultados concordam com os dados da mineralogia obtida por raios-X, alocação e ATD Capítulo 2).

O grupo 2 é formado pelo Plintossolo, pelo Latossolo Vermelho-Amarelo, e pelo Latossolo Bruno (Figura 7). Apesar de haver uma grande variação de intensidade entre as amostras, o formato da curva espectral é semelhante. Há um aumento na intensidade de reflectância até a faixa de 800 nm, depois há uma constância até a faixa de 1400 nm, e posteriormente ocorre um decréscimo da intensidade da reflectância até o final da curva. Nos comprimentos de onda próximos a 1400, 1900, 2200 e 2300 nm ocorrem bandas de reflectância. O fator de reflectância atinge o valor de 0,4 para a primeira amostra e ultrapassa 0,6 para a segunda. A amostra PTB caracteriza-se por apresentar, ou ter apresentado no passado condições de restrição de drenagem, possuindo baixíssimos teores de óxidos de ferro, inexistente na forma de hematita. A

amostra LVB também possui baixos teores de óxidos de Fe mas apresenta uma quantidade de goethita na faixa de 3 % que, em conjunto com a maior quantidade de caulinita, parece ser o diferencial para essa amostra em relação à PTB. O aumento na intensidade da reflectância em conjunto com a nítida mudança de inclinação da curva espectral em torno de 650 nm parecem estar ligadas à presença da goethita, enquanto que o aguçamento das bandas de 1400 e 2200 nm sugerem ser consequência do aumento do teor de caulinita nessa amostra. A banda a 2280 nm indica a presença de gibbsita e denota que a amostra PTB é um pouco mais rica nesse mineral. A curva espectral do Latossolo Bruno é caracterizada por um aumento da intensidade de reflectância até a faixa de 800 nm, onde é atingido o máximo, com valor menor que 0,4 para o fator de reflectância. A partir desse ponto ocorre um decréscimo constante da intensidade de reflectância até o final da curva, com picos em 1400, 1900 e 2200 nm. Este solo apresenta na fração argila caulinita, gibbsita, mica e vermiculita com hidróxi entrecamadas, além de pequena quantidade de goethita. A curva espectral reflete essa mineralogia ao apresentar as bandas em U em 900 nm indicando a presença de óxidos de Fe e a inclinação na faixa inicial demonstrando ser esse óxido a goethita. A 1400 e 2200 nm as bandas indicam a presença da caulinita ao passo que a banda a 2280 nm revelam a presença da gibbsita.

Deve-se ressaltar a semelhança de comportamento entre o Latossolo Bruno e o Latossolo Vermelho-Amarelo, indicando que não há diferenças no comportamento espectral de reflectância. Por essa técnica essa classe de solos não poderia ser distinguida das outras classes de Latossolos, como fazem CAMARGO et al. (1987) e EMBRAPA (1999) ao distinguir os Latossolos Brunos, das outras classes de Latossolos, pela cor obtida pela Caderneta de Cores de Munsell, no horizonte diagnóstico.

O grupo 3 compreende os Latossolos Vermelho-Escuros (LE1, LE2 e LE3), os Latossolos Variação Una (LU1 e LU2) e o Latossolo Variação Una Húmico (LUH) (Figura 8). Elas são curvas que atingem alguns dos maiores valores de intensidade de reflectância, com máximos de 0,4 a 0,6. Em geral as curvas apresentam bandas de reflectância a 450 nm de comprimento de onda e

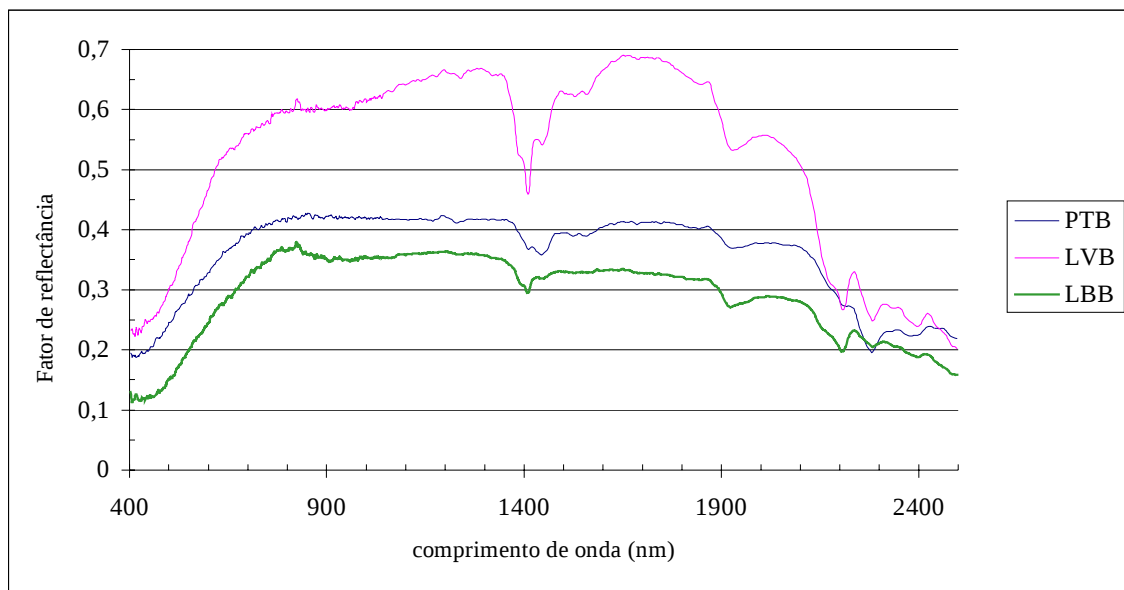


FIGURA 7 – Curvas Radiométricas dos Horizontes B do Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), do Plintossolo (PT) e do Latossolo Bruno (LB)

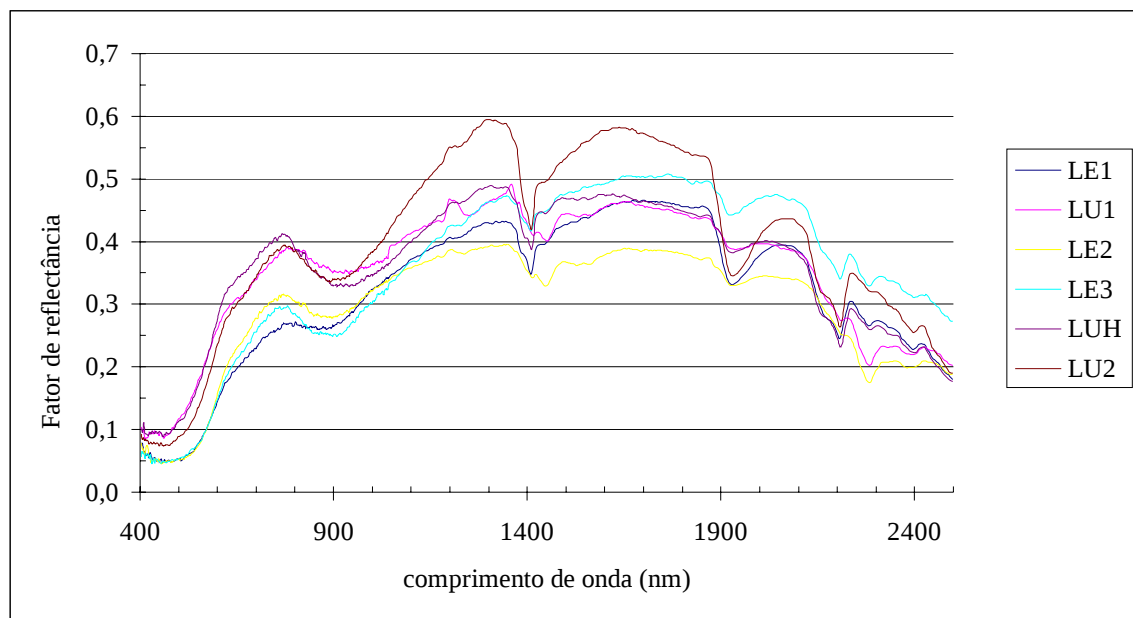


FIGURA 8 - Curvas Radiométricas dos Horizontes B dos Latossolos Vermelho-Escuros (LE1, LE2 e LE3), dos Latossolos Variação Una (LU1 e LU2), do Latossolo Variação Una Húmico (LUH)

bandas com forma de vales em U em 900 nm que são indicativas de relativa riqueza em óxidos de Fe. Observa-se que as curvas das amostras LE1B, LE2B e LE3B apresentam a banda a 450 nm com o formato em U e a banda a 900 nm com intensidades de reflectância menores que são indicativos quase seguros de maior presença da hematita nesses solos. Já as amostras LU1B, LUHB e LU2B tem maior inclinação da curva na faixa de 450 nm e maior intensidade de reflectância na banda de 900 nm o que indica maiores teores de goethita nessas amostras. As bandas de reflectância a 1400 e 2200 nm mostram constante presença de caulinita mas com diferentes concentrações e a banda a 2280 nm permite fazer o mesmo tipo de raciocínio para a presença da gibbsita nessas amostras.

O efeito mais evidente da matéria orgânica sobre a curva espectral dos solos, é discutido comparando-se os horizontes A e B de dois solos representativos do comportamento da maioria. No primeiro caso, o Plintossolo-PT (Figura 9), a diferença de carbono orgânico total é pequena, apenas de 8,6 g/kg e pode-se observar que praticamente não há diferença entre as curvas. Observa-se que as bandas dos minerais não foram muito alteradas e assim essas amostras apresentam pequena quantidade de óxidos de Fe, na forma de goethita e apresentam ainda pequena quantidade de caulinita e uma maior quantidade de gibbsita.

Para o Latossolo Variação Una (Figura 10), a variação entre as curvas é bastante óbvia, sendo que a curva do horizonte A é nitidamente formada por valores menores de reflectância que a curva do horizonte B. Isto é justificado pela grande diferença nos teores de carbono orgânico entre os horizontes, na ordem de 37,9 g/kg. Então, pode-se observar que a matéria orgânica diminui a intensidade de reflectância dos solos, e também atenua as bandas, ou até as faz desaparecer, como pode ser observado, de maneira bem evidente, na Figura 10. Esse resultado difere daqueles obtidos por FERNANDES et al. (1998), que não observaram efeito da matéria orgânica nos padrões de reflectância de Latossolos brasileiros, utilizando a técnica da 2ª derivada da curva da reflectância. Nessa figura observa-se que as bandas indicativas dos óxidos de Fe praticamente

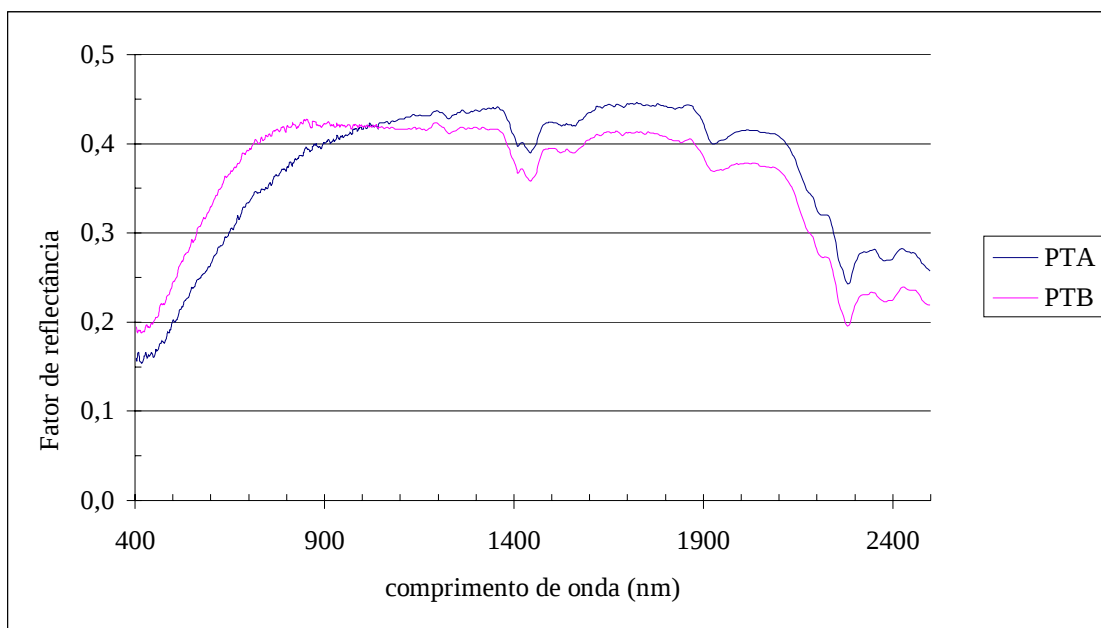


FIGURA 9 - Curvas Radiométricas dos Horizontes A e B do Plintossolo (PT).

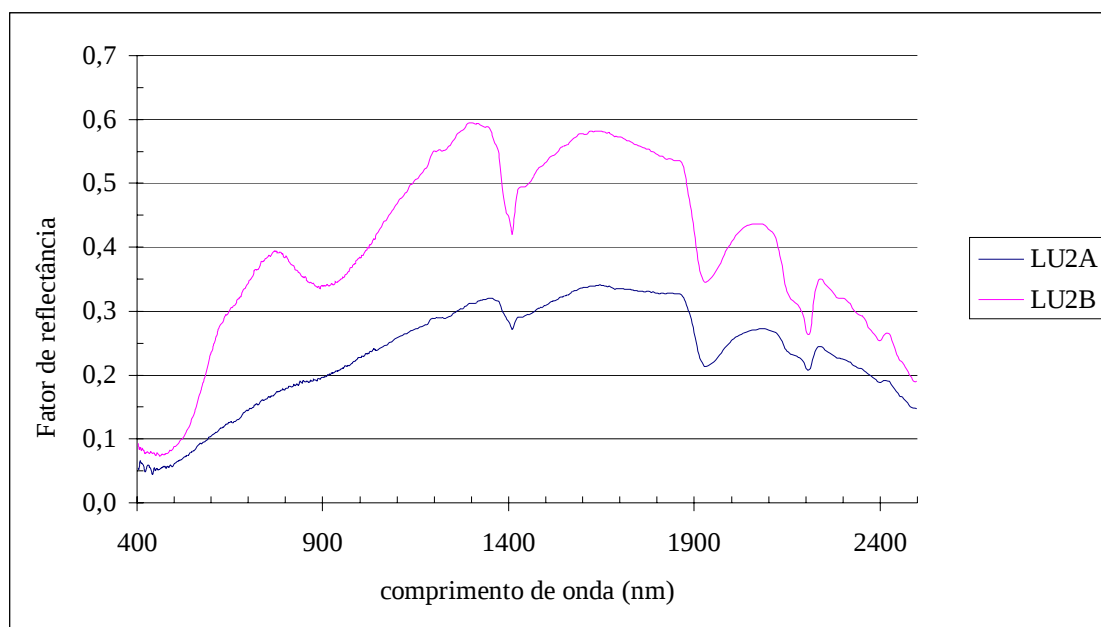


FIGURA 10 – Curvas Radiométricas dos Horizontes A e B do Latossolo Variação Una (LU2)

desaparecem mas o mesmo não acontece com as bandas típicas da caulinita e da gibbsita que são, em geral, um pouco atenuadas. Por esse resultado observa-se que a matéria orgânica e óxidos de Fe tem bandas características de reflectância em comprimentos de onda semelhantes e que a presença da matéria orgânica poderá ser sempre um impedimento de se obter uma real estimativa da presença dos óxidos de Fe em uma amostra.

Correlações lineares entre os picos das curvas espectrais (900, 1400, 1900-1950 e 2200-2300 nm) com características mineralógicas foram realizadas (Quadro 2). De acordo com os resultados, apenas os teores de hematita e de gibbsita determinados por alocação dos dados de ataque sulfúrico apresentaram coeficientes significativos ao nível de 1%, e a caulinita na faixa de 1900-1950 nm também apresentou coeficiente significativo neste nível analisado.

Dessa forma, observa-se que os teores de gibbsita no solo atenuam as depressões, aumentando a intensidade de reflexão em todas essas faixas analisadas. Este fato pode estar relacionado com um efeito indireto da gibbsita, que em altos teores, dilui a influência dos outros minerais, atenuando seus efeitos nas suas respectivas bandas de absorção. Já que em alguns trabalhos (CLEMENTE, et al., 2000; DEMATTÊ & GARCIA, 1999) observaram que a gibbsita apresenta efeito apenas em 2300 nm, onde ela aumenta a intensidade de absorção neste pico.

No caso da caulinita, os resultados também contradizem a literatura, pois, DEMATTÊ & GARCIA (1999) postulam que a caulinita possui bandas de absorção em 1400, 1900 e 2200 nm, e CLEMENTE et al. (2000) observaram bandas da caulinita apenas em torno de 2200 nm, enquanto os resultados mostram influência da caulinita apenas na banda de 1900 nm (Quadro 2). Esta situação pode estar sendo causada por uma forte influência dos outros minerais, principalmente gibbsita e hematita, diluindo o efeito da caulinita nos outros picos. E pela água, que também possui bandas de absorção nestes comprimentos de onda, relacionados com as bandas das hidroxilas.

Com relação aos resultados apresentados pela caulinita e gibbsita, pode estar havendo uma sobreposição dos picos, principalmente pelo fato de que o

efeito destes dois minerais sobre algumas bandas de absorção, tem uma mesma causa, que seria a sensibilização de grupos de hidroxilas (PIZARRO, 1999; DEMATTÊ & GARCIA, 1999 e CLEMENTE et al., 2000), presente nas estruturas dos dois minerais citados

QUADRO 2 - Coeficientes de Correlação Linear entre a Intensidade de Reflectância em Algumas Faixas do Espectro e Teores (%) de Alguns Minerais da Fração Argila dos Latossolos Estudados

Faixa Espectral (nm)	Minerais	Coeficiente
900	Hematita	-0,50**
900	Gibbsita	0,77**
1400	Hematita	-0,48**
1400	Gibbsita	0,54**
1900-1950	Hematita	-0,49**
1900-1950	Gibbsita	0,75**
1900-1950	Caulinita	-0,46**
2200-2300	Hematita	-0,59**
2200-2300	Gibbsita	0,71**

** significativos a 1% pelo teste F.

A hematita teve influência em todas as bandas analisadas (Quadro 2), sempre diminuindo a absorção, fato este diferente dos encontrados por outros autores (DEMATTÊ & GARCIA, 1999; CLEMENTE et al., 2000), que observaram efeito dos óxidos de ferro em 900 nm. Porém, os mesmos autores observaram que os óxidos de ferro modificam de uma forma geral, a curva do solo, modificando o formato de faixas inteiras. No caso dos resultados encontrados a hematita teve o comportamento de diminuir a intensidade de reflexão em todas as bandas analisadas, de acordo com o observado nos LRs e LF (Figura 6), isto pode estar relacionado com o fato de que teores elevados de

hematita, normalmente são acompanhados da presença de minerais opacos, como a magnetita. Também é fato salientar que provavelmente a hematita atenuou os efeitos da goethita sobre suas bandas de absorção.

Esta atenuação das bandas provocadas pela hematita pode estar sendo causada por duas razões: por elevados teores, principalmente nos LR e LF, apenas diluindo quantitativamente o efeito dos outros minerais, ou pelo fato da hematita capear algumas argilas, principalmente a caulinita, fato observado por KITAGAWA (1983) ao estudar caulinitas de Terra Roxa Estruturada no Pará.

De acordo com os resultados apresentados, pode-se afirmar que a curva espectral dos solos pode ser um instrumento bastante útil na inferência qualitativa dos componentes mineralógicos dos solos altamente intemperizados, com picos e formas típicas dos principais minerais de argila destes solos, caulinita, gibbsita, goethita e hematita. Para isso, a retirada da matéria orgânica é essencial na obtenção de uma curva que apresente os picos mais ressaltados e facilite a interpretação. Quanto a avaliação quantitativa, há necessidade de mais estudos para calibração e avaliação das possíveis interferências nos comprimentos de ondas característicos de cada mineral.

4. CONCLUSÕES

As variáveis que compõe a cor e os índices calculados a partir delas variaram bastante entre os solos estudados. Dentre as diversas características mineralógicas estudadas apenas o teor de hematita se correlacionou significativamente com matiz, valor, IAV e FAV. A hematita, quando em altos teores, como no Latossolo Ferrífero, provocou um fenômeno de saturação do matiz, do IAV e do FAV. Para o croma, o coeficiente de correlação significativo foi obtido apenas com a goethita.

Nos solos hematíticos não se observou grande diferenciação do valor de Munsell entre os horizontes A e B, ao passo que essa diferenciação foi nítida nos solos goethíticos, com acréscimos de até 2 unidades de valor do horizonte A para o horizonte B. Esse comportamento foi creditado à maior interferência do teor de matéria orgânica na cor dos solos goethíticos em relação aos solos hematíticos.

Com relação às curvas espectrais, os solos foram divididos em três grupos, com comportamento distintos na forma e intensidades da reflectância.

O primeiro grupo foi formado pelos Latossolos Roxos e Latossolo Ferrífero, com um aumento inicial rápido da intensidade da reflectância, mas permanecendo em níveis abaixo dos outros grupos. Esse grupo apresentou,

consistentemente, banda com forma de U em torno de 900 nm, típica dos óxidos de Fe.

O segundo grupo foi constituído pelos solos que sofreram restrição à drenagem, como o Latossolo Vermelho-Amarelo e o Plintossolo, com aumento inicial da intensidade de reflectância suave, atingindo valores altos, e no final houve uma diminuição da intensidade de reflectância. Porém, foram observadas diferenças de comportamento destes nas bandas de 1400 e 2200, típica da caulinita e 2280, típica da gibbsita. O Latossolo Bruno não teve comportamento distinto do LV, fazendo parte deste grupo, com um aumento da intensidade de reflectância inicial até 800 nm, demonstrando a presença da goethita. A partir daí, houve uma diminuição constante da intensidade de reflectância, com bandas típicas da caulinita e gibbsita.

No terceiro grupo se reuniram os Latossolos Vermelho-Escuros, Latossolos Variação Una e Latossolo Variação Una Húmico. Os LEs apresentaram comportamento diferenciado dos outros solos, com bandas em 450 e 900 nm típicas de hematita. Os outros solos apresentaram bandas típicas da presença da goethita, além da caulinita e gibbsita.

A matéria orgânica diminuiu a intensidade de reflectância de todos os Latossolos, atenuando as bandas típicas dos minerais. A banda dos óxidos de Fe praticamente desapareceu, enquanto da caulinita e gibbsita apenas sofreram uma atenuação.

A gibbsita e a hematita, com efeitos contrários, atenuaram as bandas típicas de absorção dos outros minerais de argila, apresentando em todas as bandas analisadas (900, 1400, 1900-1950 e 2200-2300 nm) correlações significativas, positivas e negativas, respectivamente.

A curva espectral dos solos pode ser um instrumento bastante útil na inferência qualitativa dos componentes mineralógicos dos solos altamente intemperizados, com picos e formas típicas dos principais minerais de argila destes solos. A retirada da matéria orgânica é essencial na obtenção de uma curva que apresente os picos mais ressaltados e facilite a interpretação. Quanto a avaliação quantitativa, há necessidade de mais estudos para calibração e

avaliação das possíveis interferências nos comprimentos de ondas característicos de cada mineral.

5. LITERATURA CITADA

- BECK, R.H., ROBINSON, B.F., McFEE, W.W., PETERSON, J.B. **Spectral characteristics of soils related to the interaction of moisture, organic carbon, and clay content**. West Lafayette: Purdue University, 1976. 82p. (LARS Information Note 081176).
- BIGHAM, J.M.; GOLDEN, D.C.; BUOL, S.W.; WEED, S.B.; BOWEN, L.H. Iron mineralogy of well-drained Ultisols and Oxisols: II. Influence on color, surface area, and phosphate retention. **SSSAJ**, 42: 825-830. 1978.
- CAMARGO, M.N.; KLAMT, E.; KAUFFMAN, J.H. Classificação de solos usada em levantamentos pedológicos no Brasil. **B. Inf.**, Soc. Bras. Ci. Solo, Campinas, v.12:11-33, 1987.
- CLEMENTE, C.A.; DEMATTÊ, J. A.M.; MAFRA, A.L.; BENTIVENHA, S.R.P. Reflectância espectral e mineralogia de materiais formados sobre diabásio, **Scientia Agrícola**, 57(1): 159-168, 2000.
- COSTA, L.M. **Surface soil color and reflectance as related to physico-chemical and mineralogical soil properties**. Columbia: University of Missouri, 1979. 154p. tese (PhD) - University of Missouri, 1979.
- DEMATTÊ, J. A.M. & GARCIA, G.J. Alteration of soil properties through a weathering sequence as evaluated by spectral reflectance. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 63:327-342, 1999.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: SPI, 1999. 412p.

- EPIPHANIO, J.C.N., FORMAGGIO, A.R., VALERIANO, M.M., OLIVEIRA, J.B. **Comportamento espectral de solos do Estado de São Paulo**. São José do Campos, SP:INPE, 1992. 132p.
- FERNANDES, R.B.A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J. Effect of organic matter on the iron oxides. Identification and quantification from second derivate diffuse reflectance spectra of Brazilian Oxisols. In: WORLD CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 16, 1998, Montpellier, France. **Resumos...** Montpellier, 1998, v.1. p.441.
- FONTES, M.P.F. **Iron oxide mineralogy in some brazilian oxisols**. Raleigh: North Carolina State University, 1988. 175p. Tese (Ph. D.) - North Carolina State University, 1988.
- FONTES, M.P.F.; WEED, S.B. Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. **Geoderma**, 72:37-51, 1996.
- FORMAGGIO, A.R.; EPIPHANIO, J.C.N.; VALERIANO, M.M.; OLIVEIRA, J.B. Comportamento espectral (450-2.450 nm) de solos tropicais de São Paulo. **R. Bras. Ci. Solo**, 20:467-474, 1996.
- HOFFER, R.M.; JOHANNSEN, C.J. Ecological potentials in spectral signature analysis. In: JOHNSON, P.L. (ed). **Remote Sensing in Ecology**. Athens: University of Georgia Press, 1969, cap. 1, p. 1-16.
- IRONS, J.R., WEISMILLER, R.A, PETERSENN, G.W. Soil reflectance. In: ASRAR, G. (Ed). **Theory and applications of optical remote sensing**. New York: John Wiley & Sons, 1989. p. 66-141.
- KÄMPF, N & SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, 29: 27-39. 1983a.
- KÄMPF, N & SCHWERTMANN, U. Relations between iron oxides and soil colour in kaolinitic soils of Southern Brazil. **R. Bras. Ci. Solo**, 7: 27-31. 1983b.
- KITAGAWA, Y. Goethite and hematite in some soils from the amazon region. **Soil Sci. Plant Nutr.**, 29(2): 209-217, 1983.
- MUNSELL soil color charts. Baltimore, **Munsell color Macbeth Division of Kollmorgen Corporation**, 1975. (n.p.).

- NETTO, A.R. **Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros.** Viçosa, MG:UFV, 1996. 144p. (Tese de Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- NUNES, W.A.G. DE A. **Caracterização física, química, mineralógica, micromorfológica e espectral de alguns solos da Zona da Mata mineira.** Viçosa, MG:UFV, 1999. 135p. (Tese de Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1999.
- OLIVEIRA, J.B., JACOMINE, P.K.T., CAMARGO, M.N. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento.** Jaboticabal: FUNEP, 1992. 201p.
- PIZARRO, M.A. **Sensoriamento remoto hiperespectral para a caracterização e identificação mineral em solos tropicais.** São José dos Campos: INPE, 1999. 185p. Tese (Mestrado)
- RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of Central Plateau of Brazil.** Lafayette: Purdue University. 1976. 237p. Tese (PhD) - Purdue University, 1976.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. de; CORRÊA, G.F. **Pedologia: base para distinção de ambientes.** Viçosa: NEPUT, 1995. 304p.
- SAEG 5.0. **Sistema de Análise Estatísticas e Genéticas.** Universidade Federal de Viçosa. UFV. 1993.
- SANTANA, D.P. **Soil formation in a toposequence of oxisols from Patos de Minas region, Minas Gerais State, Brazil.** West Lafayette:Purdue University, 1984. 129p. Tese (Ph.D.) - Purdue University, 1984.
- SCHEINOST, A.C. & SCHWERTMANN, U. Color identification of iron oxides and hydroxysulfates: use and limitations. **SSSAJ**, 1463-1471. 1999.
- SCHWERTMANN U. & TAYLOR R. M. **Iron oxides.** In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., (eds). **Minerals in soil environments** 2^a ed. Madison, Soil Sci. Soc. of Am., 1989. 379-438p.
- SCHWERTMANN, U. **Relations between iron oxides, soil color, and soil formation.** In: J.M. BIGHAM & E.J. CIOLKOSZ: **Soil Color.** SSSA Special Publication Number 31, Madison WI.1993.51-69p.

- STONER, E. R. **Physicochemical, site, and bi-directional reflectance factor characteristics of uniformly moist soils.** Ph.D. Thesis. Purdue Univ., West Lafayette, IN. 1979.
- STONER, E. R.; BAUMGARDNER, M.F.; BIEHL, L.L.; ROBINSON, B.F. **Atlas of soil reflectance properties.** Research Bulletin 962. Agricultural Experimental Station, Purdue Univ., West Lafayette, IN. 1980.
- TORRENT, J., SCHWERTMANN, U., SCHULZE, D.G. Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. **Geoderma**, 23:191-208, 1980.
- TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; FECHTER, H.; ALFEREZ, F. Quantitative relationships between soil color and hematite content. **Soil Science**, 136: 354-358. 1983.