

SAMUEL ÂNGELO DIÓGENES DA COSTA

CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA, FÍSICA,
MINERALÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS
RICOS EM FERRO DO QUADRILÁTERO
FERRÍFERO

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 “*Magister Scientiae*”.

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
2003

SAMUEL ÂNGELO DIÓGENES DA COSTA

CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA, FÍSICA,
MINERALÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS
RICOS EM FERRO DO QUADRILÁTERO
FERRÍFERO

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 "*Magister Scientiae*".

APROVADA: 23 de julho de 2003

Prof. Maurício Paulo Ferreira Fontes
(Conselheiro)

Prof. João Luiz Lani
(Conselheiro)

Prof. José Domingos Fabris

Prof. Walter Antônio Perreira Abrahão

Prof. João Carlos Ker
(Orientador)

*A Deus, meu Salvador, Protetor e Amigo,
Aos meus pais Amélia Lúcia D. da Costa e José da Costa Neto,
A Jeanne Maria dos Santos,
Aos meus amigos e familiares,
Dedico.*

AGRADECIMENTO

A Deus, pelo amor, cuidado, proteção, vida e saúde;

Aos meus pais Amélia Lúcia Rêgo Diógenes da Costa e José da Costa Neto, pelo amor sempre presente;

As minhas irmãs Sheila D. Costa e Séfora Glícia D. Costa; ao meu irmão Aristóteles D. Costa e ao Pr. Lázaro, pelo apóio e carinho;

A Jeanne Maria dos Santos por todo esse tempo ter sido mais que uma amiga;

Ao professor João Carlos Ker, pela orientação, paciência, amizade e apóio nos momentos difíceis; ao professor Maurício Paulo F. Fontes pela orientação e amizade; ao professor José Domingos Fabris pela contribuição neste trabalho, como também aos professores João Luiz Lani e Walter Antônio Pereira Abrahão pelas sugestões e desprendimento;

A CAPES, pelo auxílio financeiro;

A minha avó Aldanir e meu avô José B. da Mota (pai) e as minhas tias Luzineide e Tânia, como também aos meus tios Gildo, Diógenes e Gutembergue pelo apóio que me têm dado e a toda a minha família;

A Universidade Federal de Viçosa pela oportunidade de desenvolver mais esta etapa, e ao Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, e a todos os professores que contribuíram na minha formação.

Aos funcionários Luiz, Carlos Henrique, Carlos, Carlinhos, Cláudio, Bené, Chico, Francisco, Sebastião, Fernando pela atenção dispensada e toda a ajuda nas análises;

A Ana Lúcia da Universidade Federal de Minas Gerais, pela colaboração nas análises de magnetização;

Aos amigos e colegas do curso de pós-graduação, especialmente Gualther, Ermelinda, Márcio, Romildo, Vitória, Carlos Henrique, que foram companheiros e amigos nesta jornada desde o início;

Ao amigo Jean E. de Oliveira pela amizade e apoio constante nestes anos e a Aurinelza pela a amizade e apoio na conclusão deste trabalho, como também aos amigos Rogério, Hevilásio, Elisângela, Hévila, Lourdes, Sidney, Tassiano, Adriano, Fábio, Fábio Queiroga, Gleibson, Jean Carlos, Sebastião, Anastácia, Wayka, Diolino, Jaqueline, Emanuel, William, Jair, Soliany, Carlos, Andréia Vieira, Andéia Lopes, Larisse, Fernanda, Ledinha, Fabrício, Marcos, Rogéria, Franceline, Franciano, Camilla, Daniel, Joelma, Lauro, Nástia, Marina, Salomão, Tânia, Alex, Glória, Rafael, Cíntia, Andresa, Salomé, Edson, Patrícia, Adriano, Luisa, Edna, Lívia, Leonice, Maria Tereza, Loló, Leo, Leandro, Donda, Carla, Marcelo...

Aos amigos da Igreja Adventista do Sétimo Dia de Viçosa – João, Sônia, Milton, Rosilda, Francisquinha, Elcio, Rita, Íris, Donizete, Teresa, José de Freitas, Domingas, Abelina, Miranda, Roseli, Paulinho, Márcia, Valter, Keila, Keise, Sheila, André, Francemir, Pablo e a todos que calorosamente me receberam e apoiaram durante minha estada em Viçosa;

A todos que, de uma forma ou de outra, possibilitaram a realização dessa tese de mestrado,

meu sincero e muito obrigado.

BIOGRAFIA

SAMUEL ÂNGELO DIÓGENES DA COSTA, filho de José da Costa Neto e Amélia Lúcia Rego Diógenes da Costa, nasceu em Mossoró, Estado do Rio Grande do Norte, em 17 de dezembro de 1975.

Concluiu o curso de Engenharia Agrônômica da Escola Superior de Agricultura de Mossoró, em julho de 2000.

Iniciou, em Setembro de 2000, o curso de Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas na Universidade Federal de Viçosa, submetendo-se à defesa de tese em 23 de julho de 2003.

CONTEÚDO

	Página
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO	01
2. REVISÃO DE LITERATURA	03
2.1 Geologia geral do Quadrilátero Ferrífero	03
2.2 Deposição de ferro na área do Quadrilátero Ferrífero	05
2.3 Solos ferríferos	07
2.3.1 Latossolos “Ferríferos”	08
2.3.2 Cambissolos e Neossolos Litólicos	09
2.3.3 Plintossolos Pétricos	10
2.4 Ferro no Solo	10
2.4.1 Óxidos de Ferro e Cor	11
2.4.2 Substituição Isomórfica	12
2.5 Elementos Traços	13
2.6 Magnetização	14
3. MATERIAL E MÉTODOS	17
3.1 Trabalhos de campo	17
3.2 Laboratório	18
3.2.1 Análises físicas	24
3.2.2 Análises químicas de rotina	25
3.2.3 Ataque sulfúrico	25
3.2.4 Ataque triácido (elementos traços)	25
3.2.5 Óxidos de ferro extraídos pelo DCB	25
3.2.6 Óxidos de ferro extraídos pelo oxalato de amônio	25
3.2.7 Caracterização mineralógica	26
3.2.7.1 Difratomia de raios-X	26
3.2.7.2 Quantificação dos constituintes mineralógicos	26
3.2.8 Cálculos diversos	27
3.2.8.1 Cálculo da substituição isomórfica de ferro por alumínio	27
3.2.8.1.1 Goethita	27

3.2.8.1.2 Hematita	27
3.2.8.2 Relação hematita/hematita+goethita	27
3.2.7.2 Medidas de magnetização de saturação	28
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	29
4.1 Características morfológicas e físicas	29
4.2 Características químicas	32
4.3 Resultados do ataque sulfúrico	35
4.4 Análise química total (elementos traços)	38
4.5 Extração do ferro pelo ditionito e pelo oxalato	41
4.6 Mineralogia da fração argila	44
4.6.1 Difração de raios X	44
4.6.2 Estimativa da mineralogia da fração argila	48
4.6.3 Relação hematita/(hematita+goethita) e substituição isomórfica por alumínio	48
4.7 Magnetização e cor do solo	51
4.8 Gênese, uso e relação solo-ambiente	55
4.9 Classificação dos solos	59
5. RESUMO E CONCLUSÕES	60
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

RESUMO

COSTA, Samuel Ângelo Diógenes da, MS, Universidade Federal de Viçosa, julho de 2003, **Caracterização química, física, mineralógica e classificação de solos ricos em ferro do Quadrilátero Ferrífero**. Orientador: João Carlos Ker. Conselheiros: Maurício Paulo Ferreira Fontes e João Luiz Lani.

Localizado na porção centro-oeste do Estado de Minas Gerais, o Quadrilátero Ferrífero é uma conhecida província aurífera e ferrífera. Os solos desta região são diversificados quanto a sua classificação e compreendem Cambissolos, Latossolos e Neossolos Litólicos, entre outros. Apesar da importância geológica da região, são ainda escassos os estudos mais pormenorizados a respeito das características desses solos. O presente trabalho teve como objetivos caracterizar solos desenvolvidos a partir ou com influência de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero, com o propósito de se conhecer mais sobre suas características físicas, químicas e mineralógicas. Foi também finalidade desse estudo, o melhor entendimento da gênese desses solos e a busca de atributos diagnósticos que permitissem um melhor refinamento taxonômico dentro do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS). Para tanto, foram selecionados cinco Latossolos Vermelhos perférricos, um Latossolo Vermelho férrico e um Neossolo Litólico todos derivados, ou com influência de rochas itabiríticas. Foram incluídas amostras de mais três Latossolos Vermelhos perférricos, com algumas características físicas, químicas e mineralógicas conhecidas, para fins de comparação. Pelos resultados observa-se que os solos apresentam valores de densidade de

partícula elevada e estrutura forte muito pequena granular, fatores que parecem contribuir para a subestimação dos teores de argila, resultando em relação silte/argila maior do que aquela proposta pelo SiBCS para a classe dos Latossolos. Os solos são ácidos, distróficos e, em geral, apresentam caráter ácido. Os baixos valores de saturação e soma de bases, CTC total e efetiva juntamente com os baixos teores de P disponível indicam a restrição agrícola que esses solos apresentam. A variação dos teores de silício, ferro, alumínio e titânio pelo ataque sulfúrico apontam para a diferenciação das rochas itabiríticas ou, ainda, uma provável mistura com rochas filíticas da região. As relações K_i e K_r são muito baixas, devido aos baixos teores de SiO_2 do material de origem. A relação Fe_2O_3/TiO_2 não se mostrou ideal para diferenciação de outros Latossolos férricos e perférricos, como aqueles derivados de basalto e de tufito. A grande variação no teor de elementos traços dos solos também indicam diversidade na composição química do itabirito. A relação $Fe_{\text{oxalato}}/Fe_{\text{dicionito}}$ indica predomínio de óxidos de ferro de maior cristalinidade. Na fração argila predomina hematita, goethita e gibbsita. Na fração silte predomina hematita, goethita, gibbsita e quartzo e na fração areia, hematita e quartzo. De acordo com a cor e a relação $Hm/Hm+Gt$ os solos podem ser enquadrados na classe de solos vermelhos. A magnetização dos solos estudados apresentou grande variação nas frações TFSA, areia, silte e argila. A fração areia é a que apresentou maior magnetização, em razão da presença das minerais ferrimagnéticos.

ABSTRACT

COSTA, Samuel Ângelo Diógenes da, MS, Universidade Federal de Viçosa, July, 2003, **Chemical, physical, mineralogical characterization and classification of iron-rich soils of Quadrilatero Ferrifero**. Advisor: João Carlos Ker. Committee Members: Maurício Paulo Ferreira Fontes and João Luiz Lani.

The *Quadrilatero Ferrifero* is located on the mid-west part of Minas Gerais state, and it is known for being a gold and iron-wining province. The soils of this area are diverse in their classification and they comprehend Cambisol, Latosol and Litholic Neosol among others. Despite of the geological importance of this area, there are few detailed studies about their soils characteristics. The objectives of this work were to characterize the soils developed from itabirite, in the *Quadrilatero Ferrifero*, focusing for their physical, chemical and mineralogical characteristics. Also the study aimed a best understanding of their genesis and to find diagnostic attributes to improve the taxonomy of the Brazilian System of Soil Classification (SiBCS). Five Red Latosols, one Red Ferriferous Latosol and one Litholic Neosol were selected for this study. Three more samples of Perferric Red Latosol were included, with known physical and mineralogical characteristics, for comparison purposes. Form the results, it can be seen that the soils showed high particle density, strong very small granular structure and a silt/clay ratio higher than that proposed by the SiBCS for the Latossols class. Also, the soils are acid, dystrophic and present acric character. Low sum of base and saturation, total and effective CTC and available P showed how poor these soils are for agriculture. The variation on iron, aluminum and titanium contents from sulfuric acid attack points to the

differentiation of the itabiritic rocks, or even the probable mixture with the filitic rocks of the area. The K_i and K_r ratios were very low due to the low SiO_2 content of the parent material. The $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio showed not to be a good parameter to differentiate these soils from other ferriferous and perferic soils as from basalt and tuffite. The great variation of the trace elements content in these soils indicates the diversity of the chemical composition of the itabirites. The Fe_o/Fe_d ratio indicates dominance of iron oxides of higher crystallinity. Hematite, goethite, maghemite, quartz, gibbsite and kaolinite, as well as lower amounts of anatase, rutile, ilmenite and mica dominated soils mineralogical composition. The clay fraction contains mainly hematite, goethite and gibbsite, whereas the silt fraction contains also significant proportions of quartz. The sand fraction has dominantly hematite and quartz. According to the color and the $\text{Hm}/\text{Hm}+\text{Gt}$ ratio, these soils can be classified as red soils. Magnetization of the studied soils present great variation on the whole soil, sand, silt and clay fractions. The sand fraction was the one that more contributed to soil magnetization, possible due to ferromagnetic minerals presence.

1. INTRODUÇÃO

Localizado na porção centro-oeste do Estado de Minas Gerais, o Quadrilátero Ferrífero abrange uma área de aproximadamente 7.000 km². Limita-se ao norte pelas serras do Curral del Rei, da Piedade e do Cipó; ao sul, pelas serras de Ouro Branco e Itatiaia, a leste pela serra do Caraça e a oeste pelo rio Paraopeba, junto às cabeceiras dos rios São Francisco e Doce, numa configuração aproximadamente quadrada, responsável por seu nome.

Desde o Século XVII, a região é conhecida como uma província aurífera e ferrífera. Por esta razão, é uma das regiões mais estudadas do Brasil no contexto geológico. Foi palco de importantes fatos na história brasileira: a riqueza do ouro, marcando praticamente o início efetivo do povoamento do planalto brasileiro; a inconfidência mineira e a exploração de ferro e de manganês, dentre outros recursos minerais.

É dentro dos limites do Quadrilátero Ferrífero que se concentra a mais intensa atividade mineradora de todo o País, devendo-se esta condição, à lavra do minério de ferro, cujas reservas situam-se entre as maiores do mundo, ressaltando-se o seu elevado teor e grau de pureza. O minério é encontrado na Formação Cauê, do Grupo Itabira, constituída principalmente por camadas itabiríticas, as quais se originaram por intemperismo e metamorfismo, onde vários tipos de minérios de ferro foram caracterizados.

Trata-se de uma região montanhosa com altitudes que variam de 600 até 2100 metros e que experimentou, durante a sua formação, intensa movimentação de massa.

Os solos da região são diversificados quanto à sua classificação. Em

sua grande maioria são álicos ou distróficos e compreendem Cambissolos, Latossolos e Neossolos Litólicos. Merecem destaque, pela sua peculiaridade, os solos desenvolvidos a partir do itabirito, pela sua riqueza em ferro, onde a hematita, magnetita e maghemita destacam-se, sendo estes dois últimos minerais responsáveis pela sua elevada magnetização.

Em razão da variação físico-química das rochas itabiríticas, é de se esperar variações químicas, físicas e mineralógicas dos solos delas desenvolvidos, o que pode comprometer algumas relações pedológicas utilizadas no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos na diferenciação de solos ricos em ferro.

Não obstante o fato de tratar-se de importante região, seus solos são pouco estudados, possivelmente em razão de seu baixo potencial agrícola. Assim, constituiu objetivo deste estudo caracterizar os solos desenvolvidos a partir ou com influência de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero, com o propósito de se conhecer mais sobre suas características físicas, químicas e mineralógicas. O estudo teve também a finalidade de melhor entendimento de sua gênese e da busca de atributos diagnósticos que permitam seu melhor refinamento taxonômico dentro do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

Como hipótese, partiu-se da premissa que em razão da diferenciação físico-química do itabirito os solos genericamente denominados “ferríferos”, mesmo aqueles com B latossólico, deveriam apresentar variações físicas e químicas também expressivas, particularmente no que se refere aos teores de Fe_2O_3 , TiO_2 e elementos traços.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Geologia geral do Quadrilátero Ferrífero

Na porção centro-meridional do Estado de Minas Gerais aflora uma rica formação ferrífera em serras alongadas dentro do que foi denominado de “Quadrilátero Ferrífero”. Corresponde a uma área de 7.000 km², bem como em restos isolados para leste e para o norte, limitando-se ao norte pelas serras do Curral del Rei, da Piedade e do Cipó, ao sul pelas serras de Ouro Branco e Itatiaia, a Leste pela serra do Caraça e a oeste pelo rio Paraopeba (SICEG, 1961). A altitude da região varia de cerca de 600 metros até 2.100 metros, e as montanhas apresentam sinuosidade irregular (GUILD, 1960).

Os grandes depósitos de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero, referem-se à rochas itabiríticas da Formação Cauê (composta de itabiritos, itabiritos dolomíticos e itabiritos anfibolíticos, contendo pequenas lentes de filito e mármore) do Supergrupo Minas. Após a sedimentação esse conjunto de material experimentou processos tectono-metamórficos, que levaram à formação de uma cadeia de montanhas de grande extensão com conseqüente transformação de rochas sedimentares em metamórficas (UHLEIN & OLIVEIRA, 2000). As rochas do Supergrupo Minas foram metamorfizadas e dobradas durante o Ciclo Transamazônico – DNPM, (1986).

De uma maneira ampla, o Quadrilátero Ferrífero pode ser dividido geologicamente em três grandes unidades: Embasamento (Arqueano), Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano) e Supergrupo Minas (Proterozóico

Inferior). Os itabiritos apresentam minerais de ferro da fácies oxidadas representados por hematita e magnetita. Na Formação Gandarela (Grupo Itabira), superposta à Formação Cauê, ocorrem também diversos níveis de itabiritos, porém de menor porte, associados com dolomitos (DNPM, 1986). A coluna estratigráfica do Supergrupo Minas inicia-se com o Grupo Caraça, que é sobreposto pelo Grupo Itabira, que por sua vez é recoberto discordantemente pelo Grupo Piracicaba.

O itabirito (ita = pedra; bir = levantar, ou seja, pedra que se levanta, que se destaca, VARHAGEN, 1948)* é uma das principais e mais importantes rochas do Quadrilátero Ferrífero. Trata-se de uma rocha metamórfica (DNPM, 1986), bandada, alterada, com alternância de níveis quartzosos e hematíticos, com teor de ferro oscilando entre 30 dag kg⁻¹ e 50 dag kg⁻¹ (OLIVEIRA et al., 1983). O itabirito pode ser fisicamente duro, mole ou pulverulento (DNPM, 1986). É uma variedade de quartzito com grande quantidade de hematita, onde os quartzitos são encontrados em associações com outras rochas como filitos, xistos e mármore no Quadrilátero Ferrífero (BIGARELLA, 1994).

A maior parte do itabirito é de composição mineralógica simples e consiste de hematita e quartzo (OLIVEIRA et al., 1983; DNPM, 1986; BIGARELLA, 1994), ou hematita, quartzo e dolomita em lâminas alternadamente ricas e pobres em ferro. Entretanto, a lixiviação, hidratação e redistribuição na zona superficial geralmente alteraram as proporções originais de forma que pouco se sabe sobre a natureza e o teor exatos do itabirito típico não decomposto (GUILD, 1960).

O trabalho básico de James (1954), citado por OLIVEIRA et al. (1986), mostrou que tanto a hematita quanto à magnetita têm campos de estabilidade específicos, que dependem das condições de pH e Eh do ambiente sedimentar. É provável, considerando a baixa porcentagem de magnetita nos itabiritos do distrito de Itabira, que o sedimento original tenha tido hematita ou hidróxido de ferro e que o Eh, suposto baixo para o ambiente diagenético, tenha reduzido uma parte do ferro férrico para magnetita durante a diagênese. Em um equilíbrio dinâmico como esse, sob o qual foram depositados sedimentos químicos, as condições mudariam local e periodicamente. Zonas estratigráficas nas quais a magnetita é mais ou menos abundante podem ser esperadas.

* VARNHAGEM, F. A. **História Geral do Brasil** – Tomo Primeiro. 5ª edição. 1948.

Segundo o OLIVEIRA et al. (1983), o minério de ferro é constituído principalmente por camadas itabiríticas, as quais se originaram por fenômenos de metamorfismo e intemperismo, porém vários tipos de minérios de ferro têm sido caracterizados: hematita compacta ocorre em forma de lentes dentro do itabirito, com teor em ferro variando entre 66 dag kg⁻¹ e 69 dag kg⁻¹, posicionando-se quase que exclusivamente nas rochas do grupo médio do Supergrupo Minas (Grupo Itabira); hematita branda é a hematita especular friável ou terrosa, apresentando, de modo geral, pureza e elevado teor 67 dag kg⁻¹ a 69 dag kg⁻¹ de Fé; canga é o minério resultante de fragmentos de hematita e itabirito, formando concreções. O teor desse material é bastante variável, tornando-se economicamente interessante acima de 55 dag kg⁻¹ de ferro.

O minério elúvio-aluvial é resultante da desagregação e goethitização parcial do itabirito, sendo enriquecido em ferro pela lixiviação da sílica provocada pela atuação dos processos de meteorização. Vulgarmente esse tipo de minério é denominado “chapinha”, o qual após peneiramento alcança até 64dag kg⁻¹ de ferro (OLIVEIRA et al., 1983).

Outros tipos de itabiritos encontrados são: itabirito anfíbolítico possuindo teores de Fe, P, SiO₂, Al₂O₃, CaO e MgO de 26,57; 0,052; 41,54; 0,44; 0,61 e 0,43 dag kg⁻¹, respectivamente (DNPM, 1986); itabirito carbonático anfíbolítico possuindo teores de Fe, P, SiO₂, Al₂O₃, CaO e MgO de 27,39; 0,052; 41,56; 0,44; 5,10 e 3,41 dag kg⁻¹, respectivamente (DNPM, 1986).

Em resumo, segundo GUIMARÃES (1961), as rochas ferríferas ocorrem nas seguintes variedades: quartzito hematítico, itabirito quartzoso, itabirito, itabirito dolomítico, itabirito anfíbolítico, itabirito clorito-dolomítico, itabirito com magnetita, itabirito magnético com talco, dolomito hematítico, dolomito com magnetita, dolomito com leitos magnetítico-hiperstênico, itabirito com leitos alternados, ricos em magnetita e tremolita, dolomito quartzo-hematítico, dolomito quartzo-magnetítico, dolomito com talto, clorita, anfíbolio (antofilita ou tremolita) e rara muscovita, que sugere grande diferenciação dos solos originados destas rochas.

2.2 Deposição de ferro na área do Quadrilátero Ferrífero

De acordo com UHLEIN & OLIVEIRA (2000) a origem dos depósitos

minerais está estreitamente ligada aos movimentos da crosta terrestre e pode ser explicada pela teoria da tectônica de placas. Segundo essa teoria, a crosta é dividida em grandes placas rígidas, que se movem constantemente umas em relação às outras, em cima de uma camada plástica denominada Astenosfera.

Flutuando sobre o manto, as placas podem chocar-se ou afastar-se. Nas regiões em que suas bordas colidem, há espessamento da crosta e formação de cadeias montanhosas. Em função da temperatura e da pressão a que está submetido, o material sedimentar e ígneo preexistente sofre transformações mineralógicas e texturais, ou seja, é dobrado, falhado e metamorfozido (UHLEIN & OLIVEIRA 2000).

Ao contrário, quando as placas se separam, forma-se uma depressão ou bacia, que é preenchida por material sedimentar clástico, proveniente da erosão continental, ou químico, proveniente da precipitação química, formando um pacote de quilômetros de espessura (UHLEIN & OLIVEIRA 2000).

A geologia observada no Quadrilátero Ferrífero é consequência de tais processos, que tornam a reconstituição dos fatos um verdadeiro quebra-cabeça. SANDERS (1934), GROSSE & CORRÊA JÚNIOR (1946), DORR II (1957) e POMERENE (1964), além de outros autores, postularam que os fluidos hipogênicos teriam sido os agentes através dos quais se processou a lixiviação que retirou a hematita do itabirito e transportou-a até o local do enriquecimento ferrífero, substituindo os níveis quartzosos por aquele mineral, formando as lentes hematíticas. A procedência desses fluidos tem merecido muitas reflexões, nem sempre concordantes. GUILD, (1957) aventou duas hipóteses. A primeira a favor de águas subterrâneas aquecidas por circulação em profundidade próxima à de intrusões magmáticas; a segunda refere à água conata (congênito) que se isolou dos sedimentos durante a fase de metamorfismo.

Por outro lado, o minério hematítico brando, para GUILD (1957) e POMERENE (1964), resultaria da desagregação do minério compacto pela ação das águas subterrâneas e de superfície, apresentando-se como pó de hematita especular.

Segundo GUIMARÃES (1961), as camadas de itabirito apóiam-se diretamente sobre a formação granito-gnaíssica do arqueano. Acontece que a única mudança flagrante de fácies é devida à intercorrência de processos vulcânicos.

O traço característico da mudança de ambiente de sedimentação é o aparecimento, intercorrente, dos estratos ferríferos, mais tarde transformados em xistos hematíticos e itabiritos, após três ciclos de metamorfismo regional (OLIVEIRA et al., 1983).

De acordo com GUIMARÃES, (1961) atribuir origem continental para o material sedimentado é fugir ao senso de proporções, em vista da grande massa de óxidos de ferro e a escassez de rochas ferríferas no continente, formado pelo complexo granito-gnaíssico.

O Supergrupo Minas é constituído de grupos como o Maquiné, Caraça, Itabira, Piracicaba e Itacolomi. Cada um destes grupos foi formado em razão do ambiente existente na época, que tiveram origem associada aos fenômenos causados pelo movimento da placa oceânica em contato com a placa continental, localizada nesta área.

Relacionadas ao Supergrupo Minas, ou mais especificamente ao Grupo Itabira (Formação Cauê), as principais jazidas de ferro são representadas por camadas de itabiritos com espessura de até 250 m. Os itabiritos apresentam minerais de ferro de fácies oxidada representados por hematita, magnetita e martita. Na Formação Gandarela (Grupo Itabira), superposta à Formação Cauê, ocorrem também diversos níveis de itabiritos, porém de menor porte e associados com dolomitos (DNPM, 1986).

2.3 Solos ferríferos

A denominação genérica e sem qualquer conotação taxonômica de “Solos Ferríferos” aqui empregada, refere-se a solos vermelhos com elevados teores de ferro extraído pelo ataque sulfúrico ($30 \text{ dag kg}^{-1} < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 75 \text{ dag kg}^{-1}$), porém, de magnetização variável, em geral elevada, que se desenvolvem a partir de rochas ricas em ferro compreendendo itabiritos, magnetita-quartzitos e conglomerados associados a estas rochas, constituídos de seixos de itabiritos, crostas ferruginosas (cangas ou materiais concrecionários) (CAMARGO, 1982; OLIVEIRA et al., 1983; OLIVEIRA et al., 1992; KER e SCHAFFER, 1995).

No Quadrilátero Ferrífero esses solos ocorrem em áreas nas quais o relevo varia de suave ondulado a montanhoso. Esses solos são, normalmente, enquadrados nas classes dos Latossolos Vermelhos, dos Cambissolos, dos

Neossolos Litólicos e dos Plintossolos Pétricos do atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999).

2.3.1 Latossolos “Ferríferos”

Sob esta dominação, eram discriminados dentre os Latossolos, aqueles com elevados teores de Fe_2O_3 ($>36 \text{ dag kg}^{-1}$) determinados pelo ataque sulfúrico na terra fina seca ao ar, elevada magnetização inferida pela atração ao magneto de mão e desenvolvidos de rochas itabiríticas, ou outras a elas correlatas, de ocorrência relativamente comum em pedimentos correspondentes a depósitos coluviais em regiões de cotas altimétricas entre 1000 e 1300 metros no Quadrilátero Ferrífero (CAMARGO, 1982; OLIVEIRA et al., 1983; OLIVEIRA et al., 1992).

Compreendem solos minerais não hidromórficos, muito intemperizados com horizonte B latossólico de cor vermelha-púrpura, com horizontes superficiais, relativamente ricos em matéria orgânica (moderado, proeminente ou húmico) ainda que a cor escura da matéria orgânica não se manifeste tão intensamente pelo mascaramento imposto pela hematita. Sua textura é predominantemente argilosa, podendo ou não apresentar material mais grosseiro sob a forma de nódulos ou concreções de ferro e manganês em alguma parte do perfil, particularmente em subsuperfície (CAMARGO, 1982; OLIVEIRA et al., 1983; EMBRAPA-SNLCS, 1988; OLIVEIRA et al. 1992).

Além da riqueza em Fe_2O_3 e da elevada magnetização, os Latossolos até então classificados como Ferríferos apresentam como características marcantes, o caráter ácrico, as baixas relações, K_i , K_r e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (CAMARGO, 1982; OLIVEIRA et al., 1983; OLIVEIRA et al. 1992) e a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 50$, sendo este um dos atributos sugerido por CURI e FRANZMEIER (1987) para distinguí-los dos antigos Latossolos Roxos ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 15$), a qual é contestada por BASTOS et al. (1999).

Mineralogicamente prevalece na fração argila desses solos os óxidos de ferro (hematita, e goethita), como também gibbsita e pequenas proporções de caulinita (CURI e FRANZMEIER, 1987; EMBRAPA, 1988; SANTOS, 1993; KER & SHAEFER, 1995; BASTOS et al. 1999), a maghemita ocorre também nestes solos (FABRIS et al., 1997).

São solos distróficos e ácricos, de baixa fertilidade natural, baixa CTC,

baixa retenção potencial e pequena retenção de umidade, encontrados sob campos cerrados altimontanos e, mais raramente, sob florestas, o que os torna, dentro dos Latossolos, aqueles menos utilizados e de menor potencialidade agrícola, além do fato de estarem situados em áreas de exploração mineral (AMARAL, 1993; OLIVEIRA et al., 1983).

Até recentemente, solos apresentando morfologia semelhante eram classificados como Latossolo Ferrífero, quando desenvolvidos de itabirito e outras rochas afins (CAMARGO, 1982; OLIVEIRA et al., 1983; CAMARGO et al., 1987), ou Latossolos Roxos quando desenvolvido de rochas máficas como basalto, diabásio, gabro, tufito e etc (CAMARGO et al., 1987; OLIVEIRA et al., 1982).

No atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999) os Latossolos, até recentemente reconhecidos como Ferríferos, encontram-se agrupados junto com os antigos Latossolos Roxos mais ricos em ferro até o terceiro nível categórico, sob a denominação Latossolos Vermelhos Perféricos.

2.3.2 Cambissolos e Neossolos Litólicos

Ao percorrer alguns trechos do Quadrilátero Ferrífero é muito comum encontrar solos com horizontes avermelhados, pouco profundos, assentados diretamente sobre o itabirito ou rochas afins, em áreas de relevo forte ondulado e montanhoso. Tratam-se normalmente de Cambissolos e Neossolos Litólicos, quando a seqüência de horizontes for A, Bi, R e A, R respectivamente.

Como características gerais, estes solos apresentam textura média ou argilosa, baixa fertilidade natural e profundidade efetiva, e encontram-se sob campos cerrados altimontanos, sem qualquer utilização agrícola. No Levantamento Exploratório de Solos da Folha Rio de Janeiro (OLIVEIRA et al., 1983), esses solos foram reconhecidos como Cambissolos e Solos Litólicos, ambos ferríferos com substrato de itabirito.

Apesar da nomenclatura apontar para solos de desenvolvimento incipiente e a morfologia indicar isto, características como estrutura granular, Ki e Kr baixos – caráter ácrico, sugerem serem solos bastantes intemperizados.

2.3.3 Plintossolos Pétricos

Compreende solos minerais que se caracterizam fundamentalmente por apresentar horizonte litoplíntico, contínuo ou praticamente contínuo, com 10 cm ou mais de espessura, ou com 50 dag kg⁻¹ ou mais, de petroplintita a formar uma camada com espessura mínima de 15 cm, dentro dos primeiros 40 cm do perfil ou imediatamente abaixo do horizonte A ou E (EMBRAPA, 1999).

No Quadrilátero Ferrífero estes solos são normalmente álicos com saturação com alumínio maior que 50 dag kg⁻¹. Estes solos, com baixa soma de bases trocáveis e elevados teores de Al³⁺ (OLIVEIRA et al., 1983), apresentam fertilidade natural baixa e presença de petroplintita, o qual, constitui os fatores que mais restringem ao seu uso agrícola (KER, 1995).

2.4 Ferro no solo

Os óxidos de ferro, termo genérico daqui por diante empregado incluindo óxidos, hidróxidos e oxhidróxidos, encontram-se entre os principais componentes da fração argila dos Latossolos (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1977; KÄMPF e KLAMT, 1978; MELFI, 1979; PÖTTER e KÄMPF, 1981; SCHWERTMANN, 1985; FONTES, et al., 1985; SCHWERTMANN et al., 1986; FONTES, 1988, KÄMPF, 1988; SCHWERTMANN, 1988b e 1993; KÄMPF, 1997; GUALBERTO et al., 1987).

Os óxidos de ferro são, em suas maiorias minerais secundários de importância muito significativa nos solos, em geral, e nos brasileiros em particular, e sua distribuição nos solos está relacionada com as condições de oxidação e redução durante os processos de gênese dos solos. (SCHWERTMAN & TAYLOR, 1989).

A distribuição quantitativa e a acumulação de ferro nos solos dependem de diversos fatores, principalmente, do material de origem e do intemperismo, ou seja, do tipo de pedogênese (MELFI, 1979; KÄMPF, 1997). A acumulação é tanto maior, quanto mais rica for a rocha em minerais ferromagnesianos, portanto quanto mais básico for seu caráter. Também a acumulação será tanto mais elevada quanto maior for o intemperismo e, quanto mais alta for a quantidade de minerais primários alterados e, portanto, quanto mais velho for o solo (MELFI, 1979).

A acumulação dos óxidos de ferro poderá apresentar-se na forma de material mosqueado vermelho, vermelho-amarelado ou vermelho-escuro, com padrões usualmente laminares, poligonais ou reticulados, constituída de mistura de argila, pobre em carbono orgânico e rica em ferro, ou ferro e alumínio, com quartzo e outros materiais. Essas acumulações são conhecidas como plintita e petroplintita. A primeira não endurece irreversivelmente como resultado de um único ciclo de umedecimento e secagem enquanto que a segunda, que é proveniente da plintita, sob efeito de ciclos repetitivos de umedecimento e secagem sofre consolidação irreversível, dando lugar à formação de concreções ferruginosas (“ironstone”, concreções lateríticas, canga, tapanhoacanga) de dimensões e formas variáveis (laminar, nodular, esferoidal) (individualizadas ou aglomeradas) (EMBRAPA, 1999; KÄMPF, 1997). Nesses corpos concentram-se com os compostos de ferro, elementos e minerais geoquimicamente afins, podendo, eventualmente, concentrar elementos de interesse para nutrição de plantas e/ou animais. (SOARES, 1980).

Os levantamentos de solos mostram que os teores de Fe no solo podem ser bastante variáveis podendo alcançar teores $> 60 \text{ dag kg}^{-1}$ (CAMARGO 1982; OLIVEIRA et al. 1983; KER e SCHAFER, 1995), distribuídos uniformemente ou em concentrações localizadas (mosqueados, nódulos, concreções, ferropans, plintitas, lateritas) em determinados horizontes do perfil.

2.4.1 Óxidos de ferro e cor

A goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$), responsável pelas cores (matizes) amarelas ou brunadas dos solos (2,5Y-7,5YR) e hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), impingindo cores vermelhas (5R-5YR), são as principais formas de ferro presentes na fração argila dos solos mais intemperizados e de melhor drenagem (SCHWERTMANN e LENTZE, 1966; SEGALIN, 1969; RESENDE, 1976; BIGHAM, 1977; SCHWERTMANN e TAYLOR, 1977; VOLKOFF, 1978; POMBO, et al., 1982; COUTO e SANZONOWICZ, 1984; SCHWERTMANN, 1985, 1988a e b; KÄMPF, 1988; SCHWERTMANN, 1993).

A goethita, tida como o óxido de ferro mais estável, é encontrada sob diversas condições ambientais, tendendo a ser a forma dominante nos solos (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1977; VOLKOFF, 1978; POMBO, et al., 1982;

COUTO e SANZONOWICZ, 1984; SCHWERTMANN, 1985 e 1988a; SCHWERTMANN e TAYLOR, 1989). Ocorre também em solos bastante avermelhados, em proporções variáveis; porém, em tais solos, sempre sua presença é mascarada pelo efeito pigmentante da hematita (RESENDE, 1976; KÄMPF, 1997). Esta última, menos estável, geralmente está ausente em solos mais amarelados, independente dos teores de ferro que apresentem (KÄMPF e SCHWERTMANN, 1983a; KÄMPF, 1997).

2.4.2 Substituição isomórfica

A unidade básica octaédrica é tida como a característica estrutural comum dos óxidos de ferro. Nela, cada átomo de ferro encontra-se circundado por seis oxigênios ou oxigênios e hidroxilas, arranjados de diferentes formas. O alumínio é também um elemento encontrado normalmente em configuração octaédrica, o que o faz um possível substituinte na estrutura dos óxidos de ferro. Quando tais arranjos formam camadas hexagonais fechadas e compactas, têm-se os chamados grupos ou fases α (hematita e goethita); quando as mesmas apresentam disposição cúbica, as fases β são formadas (maghemita e lepidocrocita) (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1977 e 1989).

A substituição isomórfica do ferro por alumínio tanto na estrutura da goethita como da hematita de solos ou de outros ambientes naturais é um fenômeno, que constitui mais uma regra que exceção na natureza (RESENDE, 1976; REZENDE, 1980; KÄMPF, 1981; SCHULZE, 1982; FITZPATRICK e SCHWERTMANN, 1982; CURI, 1983; SCHWERTMANN e FECHTER, 1984; AINSWORTH e SUMMER, 1985; AINSWORTH et al., 1985; FONTES e WEED, 1991; TORRENT et al., 1994).

O efeito da substituição de ferro por alumínio na estrutura cristalina destes minerais, pelo menos para óxidos sintéticos, faz com que haja uma diminuição do tamanho da célula unitária, devido ao menor raio iônico do Al^{3+} (0,053 nm) em relação ao do Fe^{3+} (0,065 nm), portanto, cerca de 20 dag kg^{-1} a menos (NORRISH e TAYLOR, 1961; SCHULZE, 1982; SCHWERTMANN, 1988a; SCHWERTMANN e TAYLOR, 1989).

Os valores máximos de substituição de ferro por alumínio na goethita e na hematita são de 33 e 16 cmol/mol de alumínio, respectivamente (SCHULZE, 1982). No entanto, FEY e LE ROUX (1977) e MONIZ et al. (1982) registraram

substituições de 46 cmol/mol de alumínio na goethita e SINGH e GILKES (1992) 23 moles de Al por cento na hematita. A discrepância destes resultados reflete a complexidade do fato.

As alterações causadas pela substituição de ferro por alumínio na estrutura desses óxidos podem ser avaliadas pelos deslocamentos verificados nas reflexões (111) $d=0,245$ nm e (110) $d=0,418$ nm das goethitas e (110) $d=0,252$ nm das hematitas (NORRISH e TAYLOR, 1961; SHCULZE, 1982). Este fato permitiu o desenvolvimento de fórmulas empíricas, correlacionando a posição das reflexões de goethitas e hematitas, ambas sintéticas, e o conteúdo de alumínio (SCHWERTMANN, et al. 1979 e SCHULZE, 1982), respectivamente.

2.5 Elementos traços

Os estudos envolvendo a quantificação de elementos traços têm aumentado nas últimas décadas. Isso porque, segundo alguns autores, a composição elementar do material de origem constitui-se na fonte primária destes elementos nos solos (MITCHEL, 1964; NALOVIC, 1969; KRAUSKOPF, 1972; JING-SHENG et al., 1993; FERREIRA et al., 1994; OLIVEIRA et al., 2000). Além do material de origem, fatores pedogenéticos parecem exercer papel fundamental nesta distribuição. A combinação destes dois fatores: material de origem e pedogênese parecem explicar melhor a distribuição de alguns destes elementos nos solos (CHITTLEBOROUGH et al., 1984; ESSER et al., 1991; XING & DUDAS, 1993; JING-SHENG et al., 1993; KER, 1995).

Em condições brasileiras, vários estudos têm constatado a associação de elementos traços com ferro, principalmente aqueles derivados de rochas máficas, tais como Cd, Cu, Zn, Ni, Co, Zr e Mo (RESENDE et al., 1986a e b; FERREIRA et al., 1994; OLIVEIRA et al., 2000).

OLIVEIRA et al., (2000) encontraram que a quantidade de elementos traços no itabirito não é proporcional e não se correlaciona bem com os valores de magnetização, mas existe uma quantidade razoável de alguns elementos traços como Cd, Cr e Cu nas frações magnéticas desses solos.

Vários autores destacam que alguns dos óxidos de ferro presentes nos solos podem ser considerados importantes fontes de reservas de elementos traços, particularmente Zn, Cu, Co e Ni. Neste aspecto a magnetita e a

maghemita parecem ser de suma importância (KER, 1995; RESENDE et al., 1986a e b; FERREIRA et al., 1994; OLIVEIRA et al., 2000) indicando que a magnetização é um forte indício da existência de elementos traços nos solos.

Embora a magnetização sugira uma relação com elementos traços, RESENDE et al., (1988) encontraram uma relação mais estreita com o TiO_2 . SANTOS (1993) não verificou correlação significativa entre o teor de titânio e a soma dos teores totais de elementos traços em Latossolo Ferrífero.

A magnetização além de ser um indicador geral do teor de Fe_2O_3 , pode estar relacionada com o teor de elementos traços (NALOVIC e SEGALIN, 1973), fato evidenciado por SANTOS, (1993), que verificou que a alta susceptibilidade magnética, tanto da fração argila como da TFSA, corrobora a alta porcentagem de elementos traços no horizonte B de Latossolos (ferrífero, vermelho-amarelo, câmbico, vermelho escuro), bem como é evidenciada, também, ao se considerarem todos os horizontes dos perfis. As equações de regressão, encontrada na maioria desses solos, entre os minerais pesados e a soma dos elementos traços, indicam que à medida que se aumenta a porcentagem de minerais pesados – representados pelos minerais magnéticos (magnetita e possivelmente magnetita intercrescida de ilmenita) e não-magnéticos (concreções ferruginosas) – a quantidade de elementos traços também aumenta.

2.6 Magnetização

A propriedade magnética dos solos minerais depende essencialmente do conteúdo de ferro nele, porque o ferro é 40 vezes mais abundante do que a soma de todos os outros elementos magnéticos na crosta terrestre (COEY, 1987). Nos solos, a magnetita (Fe_2O_3) e maghemita ($\gamma-Fe_2O_3$) são tidas como as mais importantes substâncias magnéticas (MULLINS, 1977; RESENDE, 1976; SANTANA, 1984; RESENDE et al., 1986b e 1988b; COEY, 1988; KER, 1995; FABRIS et al., 1997; FONTES et al., 2000) porque elas mostram comportamento magnético chamado ferrimagnetismo. Outro tipo de comportamento chamado antiferrimagnetismo é mostrado em minerais tais como hematita ($\alpha-Fe_2O_3$), goethita e ilmenita, ou seja, momentos atômicos se alinham espontaneamente em direções opostas, resultando em um momento magnético igual ou próximo a zero (OZDEMIR e BANERJEE, 1982).

Deve-se lembrar, entretanto, que o comportamento apresentado por determinado mineral, ou substância, não depende apenas dos elementos presentes, mas também da estrutura do cristal, a qual determina a distribuição e configuração dos átomos e elétrons envolvidos. Por exemplo, a hematita (α - Fe_2O_3) e maghemita (γ - Fe_2O_3), ainda que com a mesma fórmula química, são antiferromagnética e ferrimagnética, respectivamente. O tamanho da partícula como o grau de substituição isomórfica nas estruturas mineralógicas das substâncias pode ainda afetar a magnetização (MULLINS, 1977; SANTANA, 1984; RESENDE et al., 1986b e 1988b; COEY, 1988; FERREIRA, 1991; FABRIS et al., 1997).

Maghemita litogênica tem sido detectada em solos formados de itabirito como também em rochas metamórficas contendo essencialmente hematita e quartzo. Rochas formadas de materiais de origem ricos em ferro do Quadrilátero Ferrífero podem ter magnetização maior ou menor que o material de origem, dependendo do mecanismo pelo qual os óxidos de ferro são transformados durante sua pedogênese (FABRIS et al., 1997).

No Brasil, genericamente, as propriedades magnéticas dos minerais do solo têm sido interpretadas em termos de influência do material de origem, o qual proporciona os minerais ferrimagnéticos iniciais. Os minerais normalmente permanecem no solo formado, algumas vezes alterado, mais ainda ferrimagnético. Magnetita e/ou titano-maghemita têm sido encontradas na fração grosseira do solo (ALLAN et al., 1988, 1989; RESENDE et al., 1988b), enquanto a maghemita tem sido identificada na fração argila do solo (RESENDE et al., 1986a, 1988b; FONTES e WEED, 1991; MOUKARIKA et al., 1991; FABRIS et al., 1997a e 1997b).

De acordo com RESENDE et al., (1986a e 1988b), o sistema $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ abriga quase todos os óxidos simples, responsáveis pelo magnetismo dos solos. Neste contexto, os minerais magnetita, titano-magnetita, maghemita e titano maghemita são os principais constituintes responsáveis pelas manifestações magnéticas nos solos. Deve-se ressaltar, entretanto, que todos estes óxidos nos solos apresentam-se com graus variáveis de impurezas, resultantes de substituições isomórficas, o que normalmente altera a sua magnetização.

A magnetização tem sido mencionada como uma característica útil na subdivisão de classes de solos em níveis hierárquicos mais baixos (RESENDE

et al., 1988a), e ainda como indicadora de maiores reservas de elementos traços em solos (RESENDE et al., 1986a, b e 1988; FERREIRA et al., 1994; KÄMPF, 1997; OLIVEIRA et al., 2001). Este último aspecto parece mais válido quando se avaliam solos desenvolvidos de materiais que guardam certa similaridade entre si (RESENDE et al., 1988b).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Trabalhos de campo

Foram descritos e coletados horizontes selecionados de sete perfis (P1, P2, P3, P4, P5, P6 e P7) de solos de ocorrência expressiva em áreas do Quadrilátero Ferrífero do Estado de Minas Gerais (Figura 1), todos os solos tendo como material de origem o itabirito ou com influência dele (Figuras 2 a 11). Cinco desses solos foram classificados como Latossolo Vermelho Perférico, um como Latossolo Vermelho Distroférico e um como Neossolo Litólico (Tabela 1). Para efeito de comparação foram utilizados mais três perfis (P8, P9 e P10) de solos ferríferos, coletados, descritos e analisados por outros autores (Tabela 1).

A descrição dos perfis e coleta do material foi realizada segundo LEMOS & SANTOS, (1996). A designação dos horizontes, tal como a caracterização morfológica dos perfis, foi feita de acordo com as notações e definições adotadas pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999).

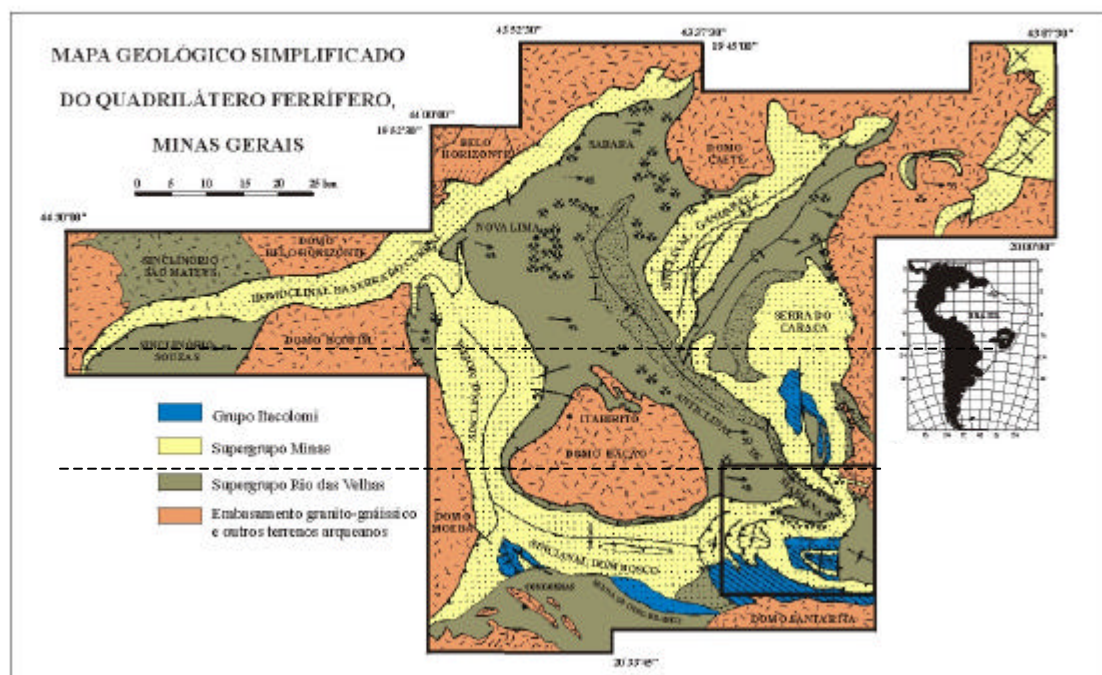


FIGURA 1. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais – Brasil.

TABELA 1. Identificação, classificação e localização dos solos estudados.

Identificação	Classe de Solo	Localização
P1	Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário	Barão de Cocais (Cenibra)
P2	Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário	Guanhães (Cenibra)
P3	Latossolo Vermelho Perférico câmbico	Belo Horizonte
P4	Latossolo Vermelho Perférico típico	Mariana
P5	Latossolo Vermelho Perférico típico	Itabira
P6	Latossolo Vermelho Distroférrico típico	Nova Lima
P7	Neossolo Litólico Distrófico típico	Nova Lima
P8	Latossolo Vermelho Perférico típico*	Nova Lima
P9	Latossolo Vermelho Perférico típico**	Santa Bárbara
P10	Latossolo Vermelho Ácrico**	Santa Bárbara

3.2 Laboratório

No laboratório, as amostras dos solos foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de abertura de 2 mm. Na fração menor que 2 mm (TFSA), foi feita a separação das frações areia, silte e argila, levando em consideração que a densidade das partículas o tempo de sedimentação foi calculado para cada solo, utilizando a Lei de Stokes. A TFSA juntamente com as frações do solo foram utilizadas nas determinações físicas, químicas, e mineralógicas.

* Fonte: IIRCC-1 MG (Embrapa, 1988)

** Material coletado, descrito, analisado e cedido por Amaury Carvalho Filho e Edgar Shinzato (técnicos do CNPS-Embrapa e CPRM, Rio de Janeiro, RJ) por ocasião de trabalhos de Levantamento de Solos no Quadrilátero Ferrífero de 2001/2003.



FIGURA 2. Aspecto do ambiente próximo ao local de coleta do solo P4 situado no município de Mariana – MG.



FIGURA 3. Aspecto da vegetação do local de coleta do solo P4 situado no município de Mariana – MG.



FIGURA 4. Perfil de Latossolo Vermelho Perférico típico (P4).



FIGURA 5. Aspecto do ambiente próximo ao local de coleta do solo P3 situado no município de Belo Horizonte – MG.



FIGURA 6. Aspecto da vegetação do local de coleta do solo P3 situado no município de Belo Horizonte – MG.



FIGURA 7. Perfil de Latossolo Vermelho Perférico câmbico (P7).



FIGURA 8. Aspecto do ambiente próximo ao local de coleta dos solos P6 e P7 situado no município de Nova Lima – MG.



FIGURA 9. Aspecto da vegetação do local de coleta do solo P6 situado no município de Nova Lima – MG.



FIGURA 10. Aspecto da vegetação do local de coleta do solo P7 situado no município de Nova Lima – MG.



FIGURA 11. Perfil de Neossolo Litólico Distrófico típico (P7).

3.2.1 Análises físicas

As análises físicas foram realizadas segundo os métodos constantes no Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA, 1997). Em todas as amostras foram feitas determinações de rotina:

- Argila dispersa em água;
- Densidade das partículas;
- Composição granulométrica (o tempo de sedimentação das partículas de cada solo foi calculado pela Lei de Stokes, utilizando a densidade de partícula correspondente a cada solo – Tabela 2);

Fórmula (Lei de Stokes):

$$T = \frac{18 \times z \times \eta}{(D_p - D_L) \times g \times d^2}$$

Em que,

T = tempo de sedimentação

z = profundidade em cm = 5 cm

η = viscosidade = 0,8705 cp temperatura = 26 °C \therefore 0,87705/100 = 0,0087705 poise

D_p = densidade de partícula

$D_{L\ 26\ ^\circ C}$ = densidade do líquido = 0,996783

d = diâmetro da argila = 0,002 mm = 0,0002 cm

g = aceleração da gravidade = 980 cm s⁻²

TABELA 2. Cálculo do tempo de sedimentação da fração argila utilizando a Lei de Stokes.

Solo	Horizonte	D_p	T
P1	A	4,25	1h e 43 min
	Bw1	4,34	1h e 40 min
	Bw2	4,00	1h e 51 min
P2	A	3,63	2h e 07 min
	Bw1	3,63	2h e 07 min
	Bw2	3,70	2h e 04 min
P3	A	2,98	2h e 49 min
	AB	3,07	2h e 41 min
	BA	2,98	2h e 49 min
	Bw	2,98	2h e 49 min
	BC	3,03	2h e 45 min
P4	A	3,07	2h e 41 min
	Bw	3,33	2h e 23 min
	BC	3,27	2h e 27 min
	2C	3,27	2h e 27 min
P5	Bw	3,70	2h e 04 min
P6	A	2,85	3h e 01 min
	Bw	2,85	3h e 01 min
P7	Ap	3,63	2h e 07 min

Foi calculado o grau de floculação (100x(argila total – argila dispersa em água)/argila total), e a relação: silte/argila.

3.2.2 Análises químicas de rotina

Em todas as amostras foram analisados o pH em H₂O e KCl e determinados os teores de P, K, Ca, Mg, Al e H+Al utilizando as metodologias de rotina segundo DEFELIPO et al., (1997).

3.2.3 Ataque sulfúrico

Método analítico que consistiu no ataque da TFSA, para a determinação de Si, Al, Fe, Ti, P e Mn, após contato dessas frações com H₂SO₄ 1:1 (volume). No resíduo determinou-se SiO₂ e no filtrado Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, P₂O₅ conforme EMBRAPA, (1997).

3.2.4 Ataque triácido (elementos traços)

O ataque triácido consistiu no ataque da TFSA, para a extração de Cu, Co, Ni, Zn, Cr, Mn e Cd (elementos traços), pela digestão com uma mistura ternária de ácidos fortes e concentrados (HNO₃ + HF + HClO₄), conforme os métodos propostos pela EMBRAPA (1997). Os elementos foram determinados por espectroscopia de absorção atômica.

3.2.5 Óxidos de ferro extraídos pelo DCB

Os óxidos de ferro foram extraídos após o contato de 0,5 g de argila (duplicata), com 10 ml de solução tampão DE citrato de sódio/bicarbonato de sódio e 0,2 g de ditionito de sódio, por 15 minutos, em banho maria a 70°C (MEHRA e JACKSON, 1960). Após este tempo, o material foi centrifugado por 5 minutos a 2500 rpm, e o extrato foi transferido para balão de 100 ml, (foram realizadas sucessivas extrações até a descoloração, branqueamento das amostras). Em cada extração foi determinado o ferro extraído por espectroscopia de absorção atômica.

3.2.6 Óxidos de ferro extraídos pelo oxalato de amônio

Para determinação dos óxidos de ferro mal cristalizados foram

colocados 200 mg de argila em contato com 40 ml de oxalato de amônio 0,2 mol L⁻¹, pH ajustado a 3 (McKEAGUE, 1978), procedendo-se à agitação por duas horas, na ausência de luz. Após esse tempo, o material foi centrifugado e o ferro contido no sobrenadante foi determinado por espectroscopia de absorção atômica.

3.2.7 Caracterização mineralógica

3.2.7.1 Difratometria de raios-X

A difratometria de raios-X foi efetuada pela varredura das amostras utilizando tubo que produzia a radiação de CoK α , a qual foi filtrada por monocromador de grafite, operado a 40kV e 25 mA. Varredura passo a passo com 0,02° 2 θ de intervalo e tempo de parada em cada passo de 0,5 segundo. Foram irradiadas as seguintes lâminas:

- Argila natural orientada - irradiadas de 4 a 45° 2 θ .
- Argila orientada, desferrificada e saturada com potássio - irradiadas de 3 a 35° 2 θ .
- Argila não orientada, concentrada em óxidos de ferro - irradiadas de 10 a 80° 2 θ . A concentração dos óxidos de ferro foi realizada nos materiais do horizonte B dos solos estudados, conforme o método descrito por KÄMPF e SCHWERTMANN (1982).
- Silte não orientada - Irradiadas de 4 a 40° 2 θ .
- Areia não orientada - Irradiadas de 15 a 60° 2 θ .

3.2.7.2 Quantificação dos constituintes mineralógicos

Com ajuda dos dados do ataque sulfúrico, dos espectros de difração de Raios X obtidos da fração argila com os óxidos de ferro concentrado, foi feita a quantificação dos minerais hematita, goethita, maghemita, ilmenita, anatásio, caulinita e gibbsita realizada por alocação (RESENDE et al., 1987), com o *software* ALOCA (MOURA FILHO et al., 1995).

3.2.8 Cálculos diversos

3.2.8.1 Cálculo da substituição isomórfica de ferro por alumínio

3.2.8.1.1 Goethita

Calculada pela fórmula de SCHULZE (1982):

$$\text{cmol/mol de Al} = 1730 - 572c$$

em que, $c = 1/\sqrt{(1/d_{111}^2 \times 1/d_{110}^2)}$

sendo d_{111} e d_{110} os espaçamentos basais (nm) dos picos mais intensos da goethita referentes aos ângulos $42,71^\circ$ e $24,7^\circ 2\theta$, (Co-K α_1), respectivamente.

3.2.8.1.2 Hematita

Calculado de acordo com dados extraídos de SCHWERTMANN et al., (1979) e KÄMPF & SCHWERTMANN, (1998), conforme a equação:

$$\text{cmol/mol de Al} = 3098,80 - 615,11c$$

em que, $c = d_{110} \times 2$

sendo d_{110} o espaçamento basal da hematita, referente ao pico no plano(110) em $41,7^\circ 2\theta$, (Co-K α_1).

No cálculo da substituição isomórfica de ferro por alumínio na estrutura dos óxidos de ferro, via difração de raios-X, descontou-se o deslocamento do pico de silício, incluído na amostra como padrão de controle interno.

3.2.8.2 Relação hematita/hematita + goethita

Foi estabelecida a partir dos difratogramas de raios-X das amostras de argila concentrada em óxidos de ferro. A fórmula utilizada foi a de SCHULZE (1992), citados por KER (1995).

$$\text{Hm/Hm+Gt} = 4 \times \text{A(Hm}_{012}) / 4 \times \text{A(Hm}_{012}) + \text{A(Gt}_{110})$$

em que

AHm₀₁₂ = Área do pico 012 da hematita

AGt₁₁₀ = Área do pico 110 da goethita

AGt₁₁₁ = Área do pico 111 da goethita

3.2.8.3 Medidas de magnetização de saturação

As medidas de magnetização por saturação foram realizadas nas amostras, à temperatura ambiente, em um magnetômetro portátil. Foram realizadas 10 repetições em cada amostra para a obtenção da média. O magnetômetro permite medir a tensão induzida, num circuito elétrico, quando o momento magnético é variado. Foi utilizado como referência um padrão de níquel (0,0253g) (COEY et al., 1992; FABRIS et al., 2000).

No projeto de um magnetômetro portátil (COEY et al., 1992). Um ímã permanente, na configuração de Halbach (HALBACH, 1980; LEUPOLD & POTENZIANI, 1987; LEUPOLD et al., 1988; CUGAT et al., 1994), é usado para gerar um campo magnético da ordem de 0,3 tesla. A amostra, em tubo plástico semitranslúcido, é deixada passar na cavidade do cilindro e o sinal de tensão elétrica, induzida nas bobinas coletoras, é analisado por um circuito eletrônico digital. O valor do momento de dipolo magnético correspondente, da amostra, é apresentado em visor de cristal líquido, diretamente em unidades consistentes com o Sistema Internacional, $\mu\text{J T}^{-1}$. Conhecendo-se a massa da amostra, a magnetização é deduzida.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Características morfológicas e físicas

Todos os solos estudados apresentaram estrutura forte muito pequena granular nos horizontes A e B, e forte pequena granular no horizonte Ap do Neossolo Litólico. Esta característica é peculiar dos solos desenvolvidos de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero (CURI, 1983; OLIVEIRA et al., 1983; EMBRAPA, 1988; KER et al., 1995). Os valores de densidade de partícula (D_p) encontrados, variaram entre 2,85 e 4,34 g cm⁻³ (Tabela 3). Estes valores estão condizentes com a natureza oxídica dos solos, com expressiva participação de óxidos de ferro, sobretudo hematita, nas frações argila, silte e areia. Os elevados valores de D_p relacionam-se bem à presença de óxidos de ferro (Figura 12), tais como hematita, goethita, maghemita e magnetita, cujos valores de D_p encontram ao redor de 5,2, 4,3, 4,8 e 5,2, respectivamente (KLEN, 1993). A exceção fica por conta dos solos P3 e P6, que apresentam densidade de partículas mais baixa, (Tabela 3), possivelmente em razão da mistura com filito.

Constatou-se tendência de maiores valores de argila nos solos com menores valores de D_p (Figura 13). Os solos P3 e P6 foram os que apresentaram maiores teores de argila (Tabela 3), provavelmente em razão da mistura de material mais argiloso, filito, com o itabirito. Nos solos com maiores valores de D_p foram expressivos os teores de silte, não raramente suplantando os teores de argila. DONAGEMMA (2000), observou que a proporção de argila aumentou mais que o dobro quando levada em consideração a D_p no tempo de

TABELA 3. Resultados de algumas características físicas de horizontes selecionados de Latossolos Vermelhos férricos e perférricos e Neossolo Litólico desenvolvidos ou com influência de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero

Horiz.	Profundid. (cm)	Estrutura	Areia		Silte	Argila	Classe Textural	Silte Argila	Densidade de partículas (g cm ⁻³)	Argila dispersa em água (g kg ⁻¹)	Grau de Floculação (%)
			Grossa	Fina							
P1 – Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário											
A	0-20	Forte pequena granular	510	140	220	130	Franco-arenosa	1,69	4,25	26	80
Bw1	40-60	Forte muito pequena granular	450	150	210	190	Franco-arenosa	1,11	4,34	35	82
Bw2	80-100	Forte muito pequena granular	390	180	290	140	Franco-arenosa	2,07	4,00	24	83
P2 – Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário											
A	0-20	Forte pequena granular	180	130	400	290	Franco-argilosa	1,38	3,63	45	84
Bw1	40-60	Forte muito pequena granular	180	150	340	330	Franco-argilosa	1,03	3,63	50	85
Bw2	80	Forte muito pequena granular	180	120	410	290	Franco-argilosa	1,41	3,70	19	94
P3 - Latossolo Vermelho Perférico câmbico											
A	0-20	Forte pequena granular	350	60	270	320	Franco-argilosa	0,84	2,98	38	88
AB	36	Forte pequena granular	280	50	240	430	Argila	0,56	3,07	29	93
BA	48	Forte pequena granular	220	40	220	520	Argila	0,42	2,98	32	94
Bw	102	Forte muito pequena granular	230	40	230	500	Argila	0,46	2,98	29	94
BC	150+	Moderada blocos subangulares	230	110	210	450	Argila	0,47	3,03	25	95
P4 - Latossolo Vermelho Perférico típico											
A	0-20	Forte pequena granular	200	220	260	320	Franco-Argilosa	0,81	3,07	65	80
Bw	100-120	Forte muito pequena granular	180	210	280	330	Franco-Argilosa	0,85	3,33	15	95
BC	230	Blocos	250	220	260	270	Franco-Argilo-Arenosa	0,96	3,27	24	91
2C	400+	Blocos	160	170	330	340	Franco-Argilosa	0,97	3,27	15	96
P5 - Latossolo Vermelho Perférico típico											
Bw	60-80	Forte muito pequena granular	200	220	210	370	Franco-Argilosa	0,57	3,70	64	83
P6 - Latossolo Vermelho Distroférrico típico											
A	0-20	Forte pequena granular	220	50	300	430	Argila	0,70	2,85	52	89
Bw	60	Forte muito pequena granular	160	50	280	510	Argila	0,55	2,85	58	89
P7 - Neossolo Litólico Distrofítico típico											
Ap	0-20	Forte pequena granular	150	240	330	280	Franco-Argilosa	1,18	3,63	30	89
P8 - Latossolo Vermelho Perférico típico											
Ap	0-12	Forte pequena granular	320	60	200	420	Argila	0,48	3,40	220	48
Bw2	115-150	Forte muito pequena granular	260	80	240	420	Argila	0,57	3,53	50	88
P9 - Latossolo Vermelho Perférico típico											
Ap	0-21	Forte pequena granular	186	287	321	206	Franco	1,91	-	0	100
Bw2	98-139	Forte muito pequena granular	204	282	207	307	Franco-argilosa	1,71	-	0	100
P10 - Latossolo Vermelho Ácrico											
Ac	10-19	Forte pequena granular	482	70	235	213	Franco-argilo-arenosa	1,10	-	0	100
Bwc2	84-130	Forte muito pequena granular	308	146	135	411	Argila	0,33	-	247	40

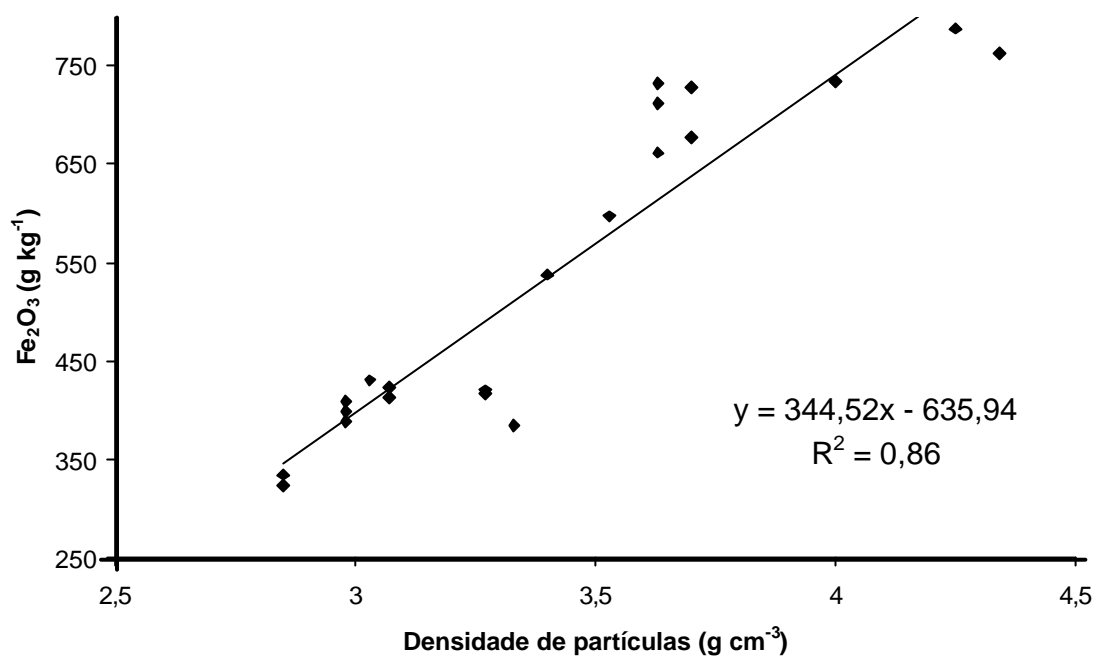


FIGURA 12. Relação entre a densidade de partículas e o teor de Fe₂O₃ extraído pelo ataque sulfúrico de horizontes selecionados dos solos estudados.

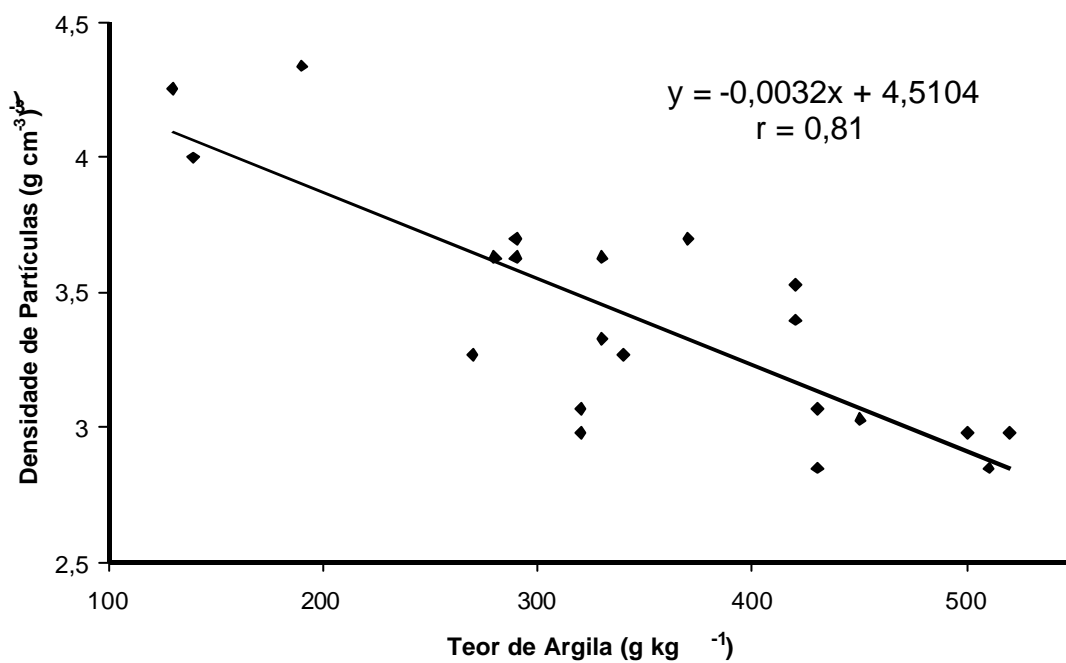


FIGURA 13. Relação entre os teores de argila com os valores da Densidade de Partículas de horizontes selecionados dos solos estudados.

sedimentação, em comparação com as determinações de rotina em Latossolo Vermelho Perférico do Quadrilátero Ferrífero. Tudo indica que com estes valores elevados de D_p , condizentes com natureza ferrífera do material de origem, muitas partículas sedimentam-se mais rapidamente que o tempo estabelecido para sedimentação. Assim, mesmo aplicando a Lei de Stokes no cálculo do tempo de sedimentação possivelmente haverá subestimação dos valores de argila e superestimação dos de silte. Este fato resulta no aumento dos valores da relação silte/argila de alguns solos apesar de sua morfologia tipicamente latossólica (estrutura granular). A rigor, baseando-se somente na relação silte/argila estes solos mereceriam a adjetivação de câmbicos (EMBRAPA, 1999).

Os valores de argila dispersa em água variaram entre 15 a 65 g kg⁻¹ (Tabela 3). A tendência geral é que, nos horizontes dos solos (à exceção dos solos P8 e P10), os valores de argila dispersa em água são praticamente iguais. Os solos P3, P4 e P8 apresenta valores de argila dispersa em água bem maior no horizonte superficial, em relação à profundidade, o que pode ser explicado pelos teores mais elevados de matéria orgânica nestes horizontes.

O grau de floculação (GF) das argilas foi elevado para todos os horizontes B dos solos estudados, variando entre 82 a 95 dag kg⁻¹ (Tabela 3), o que está condizente com a definição de horizonte latossólico. No entanto, estes valores podem estar comprometidos pelos problemas na caracterização textural comentados. AMARAL (2000) trabalhando com Latossolo Vermelho Perférico de Itabirito do Quadrilátero Ferrífero menciona que a diferença de textura realizada no campo e a encontrada no laboratório, pode estar relacionada à grande estabilidade dos microagregados, constituídos basicamente por óxidos de Fe, que resistiriam à dispersão química e mecânica no processo de separação das frações no laboratório.

4.2 Características químicas

Os resultados de pH em água nos horizontes A e Bw (Tabela 4) confirmam tratarem-se de solos com reações ácidas de média a elevada (CFSEMG, 1999), com exceção do solo P8, horizonte Bw₂, que apresentou acidez fraca. Resultados semelhantes a este também foram constatados por CURI et al., (1987), DONAGEMMA (2000), AMARAL (2000), e encontram-se

TABELA 4. Resultados químicos de rotina de solos coletados na região do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais.

Horizontes	Profundidade	pH		DpH ^{1/}	P	K	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	CTC efet. (t)	CTC (T) pH 7,0	V	m	C
		H ₂ O	KCl													
----- mg kg ⁻¹ ----- cmol _c kg ⁻¹ ----- cmol _c kg ⁻¹ ----- dag kg ⁻¹ ----- g kg ⁻¹ -----																
P1 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário																
A	0-20	5,00	4,49	-0,51	1,0	05	0,35	0,79	0,2	5,0	1,15	1,35	6,15	18,7	14,8	27,0
Bw1	40-60	4,92	4,74	-0,18	0,9	05	0,17	0,63	0,1	4,0	0,81	0,90	4,81	16,8	11,0	-
Bw2	80-100	5,09	5,80	0,71	0,9	02	0,14	0,62	0,0	1,8	0,77	0,77	2,57	30,0	0,0	11,0
P2 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário																
A	0-20	4,80	5,60	0,80	1,0	03	0,13	0,60	0,0	3,1	0,74	0,74	3,84	19,3	0,0	30,0
Bw1	40-60	4,65	4,50	-0,15	1,4	10	0,07	0,62	0,2	7,1	0,75	0,95	7,85	9,6	21,1	23,0
Bw2	80	4,90	6,02	1,12	0,5	02	0,06	0,57	0,0	1,8	0,64	0,64	2,44	26,2	0,0	22,0
P3 - Latossolo Vermelho Perférico câmbico																
A	0-20	5,40	4,76	-0,64	1,0	24	1,39	0,81	0,1	8,6	2,26	2,36	10,86	20,8	4,2	45,0
AB	36	4,98	4,65	-0,33	0,7	24	0,29	0,69	0,1	8,4	1,04	1,14	9,44	11,0	8,8	28,0
BA	48	5,03	5,79	0,76	0,4	14	0,15	0,59	0,0	6,9	0,78	0,78	7,68	10,2	0,0	25,0
Bw	102	5,40	6,27	0,87	0,6	09	0,23	0,59	0,0	5,4	0,84	0,84	6,24	13,5	0,0	24,0
BC	150+	5,50	6,71	1,21	0,4	02	0,07	0,50	0,0	0,7	0,58	0,58	1,28	45,3	0,0	11,0
P4 - Latossolo Vermelho Perférico típico																
A	0-20	4,83	4,44	-0,39	1,2	18	0,15	0,62	0,1	4,3	0,82	0,92	5,12	16,0	10,9	23,0
Bw	100-120	5,30	6,01	0,71	0,6	03	0,11	0,59	0,0	1,7	0,71	0,71	2,41	29,5	0,0	18,0
BC	230	4,81	6,63	1,82	0,4	03	0,05	0,52	0,0	0,3	0,58	0,58	0,88	65,9	0,0	05,0
2C	400+	5,08	6,47	1,39	0,3	04	0,12	0,57	0,0	0,0	0,70	0,70	0,70	100	0,0	10,0
P5 - Latossolo Vermelho Perférico típico																
Bw	60-80	5,22	5,13	-0,09	0,4	03	0,10	0,56	0,0	3,3	0,67	0,67	3,97	16,9	0,0	27,0
P6 - Latossolo Vermelho Distroférico típico																
A	0-20	4,85	4,37	-0,48	1,1	11	0,11	0,64	0,3	7,8	0,78	1,08	8,58	9,1	27,8	26,0
Bw	60	5,50	5,13	-0,37	0,7	05	0,09	0,62	0,0	4,5	0,72	0,72	5,22	1,8	0,0	20,0
P7 - Neossolo Litólico Distroférico típico																
Ap	0-20	5,70	5,47	-0,23	1,6	35	1,01	0,81	0,0	3,5	1,91	1,91	5,41	35,3	0,0	42,0
P8 - Latossolo Vermelho Perférico típico																
Ap	0-12	5,5	4,6	-0,90	-	11	0,8	0,3	7,4	0,91	-	-	8,3	11,0	-	24,6
Bw2	115-150	6,2	6,4	0,20	-	02	0,1	0,0	1,2	0,12	-	-	1,4	14,0	-	05,5
P9 - Latossolo Vermelho Perférico típico																
Ap	0-21	5,9	5,5	-0,40	1,0	15	2,2	1,8	0,0	5,4	4,4	-	10,0	-	-	19,5
Bw2	98-139	5,4	6,6	1,20	1,0	01	0,2	0,0	0,0	1,0	0,2	-	1,2	-	-	00,8
P10 - Latossolo Vermelho Ácrico																
Ac	10-19	4,5	4,1	-0,40	5,0	17	0,4	2,8	0,0	29,4	0,6	-	32,0	-	-	71,4
Bwc2	84-130	4,6	4,9	0,30	1,0	01	0,2	1,4	18,3	0,2	-	-	4,1	-	-	09,8

^{1/} ΔpH = pH KCl – pH H₂O

condizentes com a vegetação predominante de Campo Cerrado.

O pH em H₂O para a maioria dos solos no horizonte A foi maior que o pH em KCl, traduzindo em valores de ΔpH ($\text{pH KCl} - \text{pH H}_2\text{O}$) negativos, indicando o domínio de carga líquida negativa superficialmente. Já para o horizonte B dos solos estudados prevaleceu a tendência do ΔpH positivo, indicando o domínio de carga líquida positiva, o que trata-se de uma constatação bem comum em Latossolos, em solos desta natureza no Quadrilátero Ferrífero (GUALBERTO et al., 1987).

Os valores de pH em H₂O (Tabela 4), dos solos P1, P2, P3, P9 e P10, apresentaram distribuição bastante uniforme ao longo do perfil, já os solos P4, P6 e P8 apresentaram tendência de aumento em profundidade, o que sugere à contribuição dos maiores teores de matéria orgânica superficialmente.

Os valores de potássio disponível (Tabela 4) encontrados nos solos em estudos são considerados baixos a muito baixo (CFSEMG, 1999) e refletem a composição do itabirito, basicamente quartzo e hematita (OLIVEIRA et al., 1983; BIGARELLA, 1994).

Os valores de magnésio trocável (Tabela 4) são classificados como médio (CFSEMG, 1999) à exceção do solo P9 (classificado como muito bom). A provável fonte de magnésio pode estar relacionada com rochas carbonáticas na área (DNPM., 1986). Fato marcante é que os teores de magnésio são maiores que os teores de cálcio nos solos P1 e P2.

Os baixos valores de P disponível, (menores que 1,6 mg kg⁻¹ - Tabela 4), indicam restrições destes solos quanto a este elemento e conseqüente restrição ao crescimento das plantas conforme também constatado por AMARAL (2000).

Os teores de cálcio (Tabela 4) são em geral inferiores a 0,35 cmol_c/kg de solo, considerado muito baixo por CFSEMG (1999), à exceção do horizonte A nos solos P3, P7 e P9, onde atinge valores de 1,39, 1,01 e 2,2 cmol_c kg⁻¹, respectivamente (Tabela 4). Considerando o ambiente praticamente o mesmo, esperar-se-ia, no mínimo, solos tão pobres quanto os demais, em relação a esse elemento. É possível que isso tenha ocorrido em razão de correção com calcário para atender ao plantio de gramíneas no solo P7.

O solo P9 tem elevado teores de Ca e Mg, 2,2 e 1,8 cmol_c kg⁻¹, respectivamente (Tabela 4), sugerindo material proveniente de itabirito carbonático (DNPM, 1986).

A tendência geral dos solos estudados é apresentar maiores teores de cálcio, magnésio e potássio na parte superficial (ver Tabela 4) o que, provavelmente, deve ocorrer em função da reciclagem de nutrientes ligados à matéria orgânica. No entanto o solo P2 (Tabela 4) e os dados obtidos por AMARAL (2000), não confirmam tal comportamento.

Na maior parte dos solos estudados os valores de soma (S) e de saturação (V) de bases e da CTC total (T) foram baixos (CFSEMG, 1999), menores que 2,26, 45,3 e 10,86 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, respectivamente (Tabela 4). Estas características, inclusive ΔpH , está condizente com a descrição feita por OLIVEIRA et al. (1992), para Latossolos Ferríferos. As baixas soma e saturação de bases, valores menores que 2,26 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ (Tabela 4), reflete a pobreza do material de origem em bases. Os baixos valores da CTC efetiva (Tabela 4) confirmam as limitações agrícolas que estes solos apresentam.

Os valores da capacidade de troca de cátions para o horizonte B variaram de 2,17 a 6,24 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ de solo (Tabela 4), caracterizado por argilas de baixa atividade (EMBRAPA, 1999), típicas de Latossolos itabiríticos.

Observaram-se valores maiores da capacidade de troca de cátions (Tabela 4), nos horizontes superficiais, dos solos P1, P3, P4, P6, P8, P9 e P10, indicando a participação substancial da matéria orgânica nessa característica.

Os teores de carbono orgânico (23 a 45 g kg^{-1} – Tabela 4), no horizonte superficial dos solos estudados, segundo CFSEMG, (1999) são considerados bons. No solo P10, foi encontrado valor de 71 g kg^{-1} (Tabela 4), muito bom (CFSEMG, 1999). O elevado teor de matéria orgânico nos horizontes superficial, principalmente, é devido a sua interação com os óxidos de ferro, abundantes nestes solos originados de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero.

4.3 Resultados do ataque sulfúrico

Os valores de Fe_2O_3 pelo ataque sulfúrico foram elevados e variaram entre 323,2 a 787,9 g kg^{-1} (Tabela 5) e confirmam tratarem-se de solos férricos e perférricos (EMBRAPA, 1999). A variação nos resultados, entretanto, sugerem variações na composição do itabirito e, em alguns casos como nos solos P3 e P6, provável contribuição de filito.

TABELA 5. Resultados de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ e MnO e relação Ki, Kr, Al₂O₃/Fe₂O₃ e Fe₂O₃/TiO₂ dos solos estudados (TFSA).

Horizontes	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ki*	Kr**	Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ /TiO ₂
----- g kg ⁻¹ -----										
P1 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário										
A	1,2	64,5	787,9	94,6	0,7	1,73	0,033	0,004	0,13	8,33
Bw1	0,7	62,5	762,2	125,0	1,3	1,95	0,018	0,002	0,13	6,10
Bw2	1,1	63,5	733,6	106,3	1,3	1,73	0,031	0,004	0,14	6,90
P2 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário										
A	6,0	79,0	712,1	18,3	1,1	2,91	0,129	0,019	0,17	38,93
Bw1	5,6	76,5	732,2	17,3	0,5	2,35	0,125	0,018	0,16	42,35
Bw2	5,3	73,5	727,9	24,5	0,6	2,69	0,122	0,017	0,16	29,73
P3 - Latossolo Vermelho Perférico câmbico										
A	1,7	217,0	389,0	29,8	0,8	0,41	0,013	0,006	0,88	13,04
AB	1,2	214,0	413,3	33,0	0,6	0,33	0,009	0,004	0,81	12,52
BA	0,9	235,0	409,0	36,7	0,8	0,32	0,007	0,003	0,98	11,14
Bw	0,9	248,0	399,0	34,9	0,9	0,31	0,006	0,003	0,90	11,45
BC	0,4	283,0	430,4	33,0	0,6	0,24	0,003	0,001	1,03	13,04
P4 - Latossolo Vermelho Perférico típico										
A	2,7	117,0	423,3	20,0	1,9	2,22	0,039	0,012	0,43	21,20
Bw	1,7	123,0	384,7	19,1	1,6	1,40	0,024	0,008	0,50	20,11
BC	1,3	152,0	420,4	18,1	2,2	1,92	0,015	0,005	0,57	23,20
2C	4,5	95,5	417,6	13,8	1,4	2,91	0,080	0,021	0,36	30,31
P5 - Latossolo Vermelho Perférico típico										
Bw	0,1	145,0	677,6	n.d	n.d	0,15	0,001	0,000	0,34	n.d
P6 - Latossolo Vermelho Distroférico típico										
A	1,4	251,0	323,2	39,5	0,7	0,43	0,009	0,005	1,22	8,17
Bw	1,4	260,0	334,6	38,7	0,7	0,41	0,009	0,005	1,22	8,65
P7 - Neossolo Litólico Distrófico típico										
Ap	2,2	98,0	662,1	38,7	1,2	0,96	0,039	0,007	0,23	17,11
P8 - Latossolo Vermelho Perférico típico										
Ap	9,0	136,0	538,0	21,5	1,8	0,80	0,11	0,03	0,40	25,02
Bw2	10,0	177,0	597,0	23,1	1,6	0,80	0,10	0,03	0,47	25,84
P9 - Latossolo Vermelho Perférico típico										
Ap	18,0	47,0	355,0	3,2	1,4	22,60	0,65	0,112	0,21	110,94
Bw2	13,0	49,0	389,0	4,7	1,1	17,90	0,45	0,074	0,20	82,77
P10 - Latossolo Vermelho Ácrico										
Ac	25,0	214,0	306,0	7,5	1,9	0,32	0,199	0,104	1,10	40,80
Bwc2	24,0	280,0	299,0	13,3	1,8	0,35	0,146	0,087	1,47	22,48

* Ki = 1,7x(%SiO₂/%Al₂O₃)

** Kr = 1,7x[%SiO₂/(%Al₂O₃+0,6375x%Fe₂O₃)]

Relação Al₂O₃/Fe₂O₃ = [(Al₂O₃/Fe₂O₃)x1,57]

Relação Fe/Ti = [Fe₂O₃/TiO₂]

n.d = não determinado.

Os teores de Al_2O_3 variaram entre 47 a 283 g kg^{-1} (Tabela 5) nos horizontes dos solos estudados. Valores menores foram encontrados por KER (1995), CURI et al., (1987) e AMARAL (2000). Provavelmente, a razão dos teores de alumínio mais elevados nos solos P3, P4, P5, P6, P8 e P10, seja a mistura de material (filito) com itabirito, já que este último possui baixos teores de alumínio.

Os teores de SiO_2 dos solos estudados foram menores que 6 g kg^{-1} com alguns solos chegando a 25 g kg^{-1} (Tabela 5). Os menores valores são condizentes com trabalhos de CURI et al., (1987) que encontraram valor igual a 4 g kg^{-1} e KER (1995) e FONTES et al., (2000) que determinaram valores de 9 g kg^{-1} . Já DONAGEMA (2000) encontrou valor igual a 124,3 g kg^{-1} . A razão dos valores de SiO_2 serem tão baixos dá-se pelo fato do material de origem ser pobre em sílica ou, ainda, conforme cola MELFI et al., (1976) parece haver uma dissolução seletiva de quartzo em ambientes muito ricos em ferro.

A amplitude do teor de TiO_2 , variando de 4,7 a 125 g kg^{-1} , assim como a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (6,10 a 82,77) é muito variada comparando os horizontes Bw dos diversos perfis (Tabela 5). Isto pode indicar diferenciação de composição química do itabirito, uma vez que as condições de formação parecem não diferir muito para a maioria dos solos.

A relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ maior que 50 e menor que 15 sugerida por CURI & FRANZMEIER (1987) e OLIVEIRA et al., (1992), para separar os antidos Latossolos Ferríferos e Roxos, respectivamente, não se mostrou uma boa variável para diferenciar Latossolos Ferríferos. Isto indica a dificuldade de diferenciar os Latossolos Vermelhos férricos e perférricos de itabirito daqueles de basaltos ou rochas afins, tanto em nível categórico elevado, como naqueles mais baixos, conforme já fora manifestado na discussão de campo por ocasião da terceira RCC (EMBRAPA, 1988).

Os teores de P_2O_5 variam entre 0,5 e 1,8 g kg^{-1} no horizonte Bw (Tabela 5) dos solos estudados. Enquanto que em Latossolos Roxos Férricos e Perférricos derivados de basalto, estes teores normalmente encontram-se entre 1,2 a 1,7 g kg^{-1} (EMBRAPA, 1984). Estes valores demonstram a pouca diferença entre esses solos, derivados de diferentes materiais de origem, em relação a este elemento.

As relações K_i (0,12) e K_r (0,02) encontradas foram extremamente baixas (Tabela 5). Estes valores baixos estão condizentes com a natureza da

rocha. Isso resulta em valores muito baixos destas relações moleculares sem necessariamente conotarem intemperização intensa, conforme já assinalados por RAMOS, (1981); EMBRAPA-SNLCS, (1988) e KER, (1995).

4.4 Análise química total (elementos traços)

Pelos resultados apresentados na Tabela 6, observa-se a grande variação do somatório dos teores dos elementos traços analisados nos solos estudados, variando entre 236 a 3906 mg kg⁻¹. KER (1995) encontrou valor igual a 347 mg kg⁻¹. RESENDE (1995) e CURI (1983) citam baixos valores de Cr, Cd, Cu, Ni, Zn e Co nos Latossolos Ferríferos. MELFI et al., (1976); CURI, (1983); FONTES et al., (1985) e KER, (1995) supõem que os solos desenvolvidos de rochas itabiríticas apresentam baixos conteúdos de elementos traços (Cu, Co e Zn, principalmente). No entanto, esta diferenciação do conteúdo de elementos traços encontrado nos solos estudados (Tabela 6) demonstra a diversidade na composição química do itabirito, dificultando assim, a generalização quanto aos baixos conteúdos de elementos traços nestes solos. Resultados nessa mesma linha foram encontrados por OLIVEIRA et al. (2000).

Comparando os resultados de alguns elementos traços de Latossolos Vermelhos Perférricos LR1, LR2 e LR3 (antigos Latossolos Roxos), incluídos para comparação (Tabela 6), derivados de basalto e de tufito com os solos do presente estudo observa-se que: o somatório dos elementos traços foi maior no LR3 (tufito), rico em ferro e titânio; os Latossolos Ferríferos possuem concentrações de elementos traços menores e maiores que os LR1 e LR2 (basalto) (Tabela 6). FERREIRA (1991), observou maiores concentrações destes metais em solos desenvolvidos a partir de rochas basálticas que tufíticas, e KER (1995) observou maiores concentrações destes metais em solos desenvolvidos a partir de basalto do que em itabirito. As controvérsias nas observações podem ser atribuídas à grande diversidade das rochas tufíticas e itabiríticas, ocorrendo algumas mais ricas em elementos traços que outras, conforme já questionado por RESENDE et al., (1988c). Assim, generalizações que envolvam materiais de origem como basalto, tufitos e itabiritos e conteúdo de elementos traços devem ser feitas com cautela. Esta afirmativa parece concordar com a citação de CHEN et al. (1993), que

TABELA 6. Teores de elementos traços proveniente do ataque ácido total da TFSA dos solos selecionados.

Horizontes	Ni	Cu	Zn	Mn	Co	Cd	Cr	* Σ
----- mg.kg ⁻¹ -----								
P1 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário								
A	99	272	151	2700	n.d	n.d	684	3906
Bw1	113	272	140	2221	n.d	1	593	3340
Bw2	250	291	161	2391	n.d	3	716	3812
P2 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário								
A	47	122	58	2664	n.d	14	127	3032
Bw1	16	95	50	2028	n.d	5	106	2300
Bw2	27	112	50	3066	n.d	3	88	3346
P3 - Latossolo Vermelho Perférico câmbico								
A	250	18	29	305	n.d	9	159	770
AB	24	8	25	196	n.d	3	171	427
BA	4	12	29	336	n.d	3	196	580
Bw	n.d	13	28	276	n.d	3	191	511
BC	2	12	32	231	n.d	n.d	154	431
P4 - Latossolo Vermelho Perférico típico								
A	62	15	36	2096	n.d	1	117	2327
Bw	23	11	31	1184	n.d	n.d	115	1364
BC	46	24	37	1871	n.d	1	150	2129
2C	47	38	60	2937	n.d	n.d	140	3222
P5 - Latossolo Vermelho Perférico típico								
Bw	3	7	21	126	n.d	n.d	79	236
P6 - Latossolo Vermelho Distroférico típico								
A	46	18	43	433	n.d	9	277	826
Bw	n.d	19	46	406	n.d	3	252	726
P7 - Neossolo Litólico Distrófico típico								
Ap	49	26	45	1100	n.d	4	65	1289
LR1 - (Basalto)**								
Bw	69	174	102	791	-	8	80	1224
LR2 - (Basalto)**								
Bw	56	178	122	1100	-	5	30	1491
LR3 - (Tufito)**								
Bw	327	242	140	2917	-	8	350	3984

* Σ = Somatório das concentrações de Ni + Cu + Zn + Mn + Co + Cd + Cr.

** Incluído para comparação (KER, 1995). n.d. = Não detectado.

estudando a tendência de distribuição geográfica de elementos traços em solos da China, desenvolvidos de diferentes materiais de origem e em condições climáticas diversas, destaca que mesmo para basalto, a concentração desses elementos vai depender do tipo de basalto envolvido, sem contar os efeitos da pedogênese. No Brasil, resultados analíticos de diversos elementos químicos obtidos por RUEGG para um grande número de rochas basálticas da Formação Serra Geral também corroboram com esta afirmação.

A concentração de Mn nos solos P1, P2, P4 e P7 (Tabela 6) foi bastante elevada, o que pode se dever tanto à diferenciação do conteúdo de manganês no material de origem como um possível transporte e precipitação deste elemento nestes solos.

A Figura 15 mostra que quanto maior o teor de óxidos de ferro e titânio no solo maior será o conteúdo de elementos traços, onde a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ do ataque sulfúrico e os elementos traços (Figuras 14 e 15) apresentaram boa afinidade geoquímica. Isto confirma os estudos de RESENDE et al., (1988); KER et al., (1993) e KER, (1995), o que sugere a importância dos óxidos titânio-ferro como reservas destes elementos em solos. O manganês parece ser o elemento com maior afinidade geoquímica com o $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ (Figuras 14).

É importante ressaltar que apesar das relações de afinidade entre estes elementos, a evidência é que a rocha de origem é a que mais contribui e influencia no conteúdo de elementos traços no solo. Principalmente quando se leva em conta a diversidade do itabirito na formação do solo, tanto na sua composição como no processo de formação do solo.

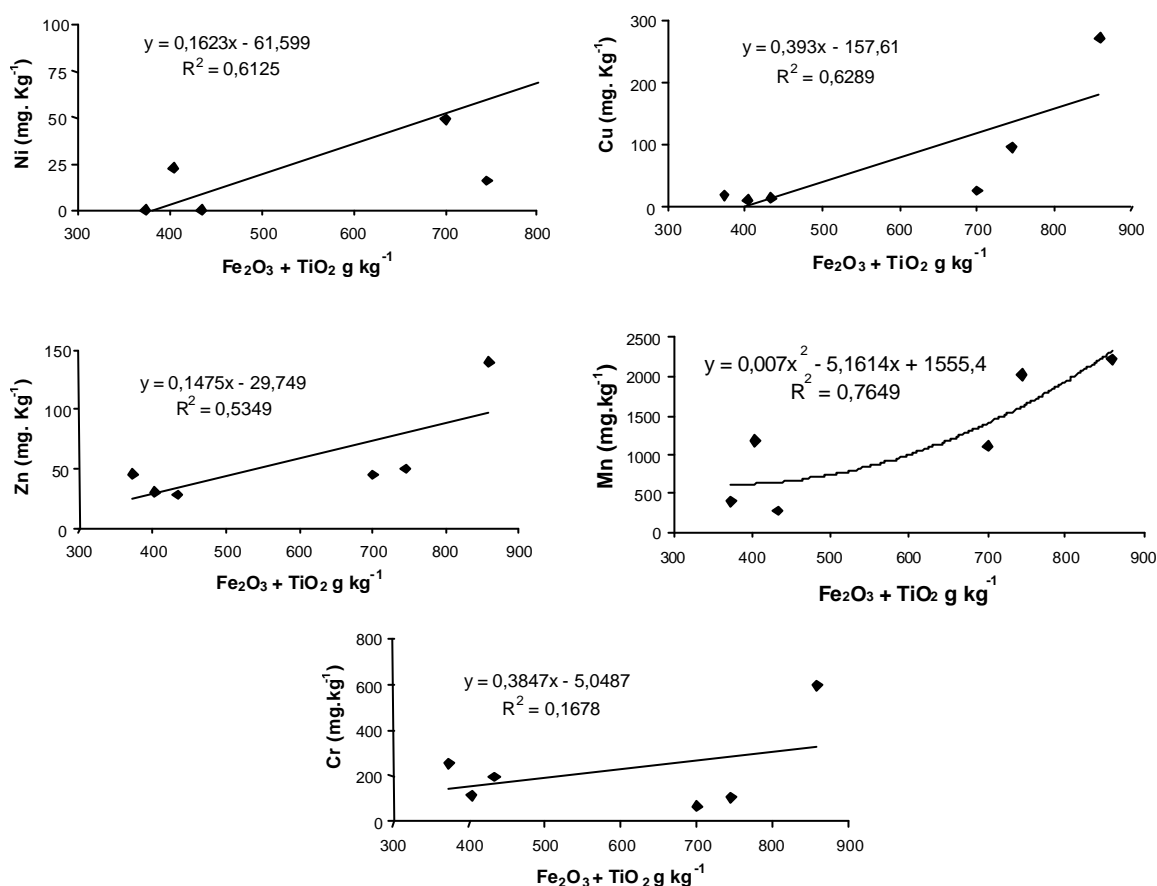


FIGURA 14. Concentrações totais de Ni, Cu, Zn, Mn, e Cr mg kg⁻¹ em função dos teores de ferro+titânio do ataque sulfúrico de materiais do horizonte B, inclusive o horizonte Ap do Neossolo Litólico, dos solos selecionados.

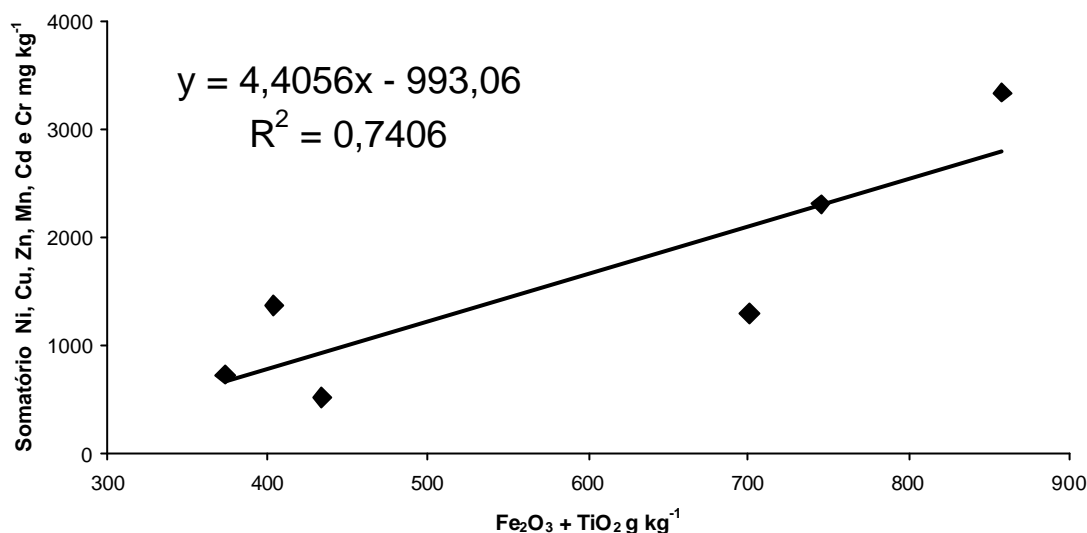


FIGURA 15. Concentrações totais de Ni, Cu, Zn, Mn, Cd, Co e Cr mg kg⁻¹ em função dos teores de ferro+titânio do ataque sulfúrico de materiais do horizonte B, inclusive o horizonte Ap do Neossolo Litólico, dos solos selecionados.

4.5 Extração do ferro pelo ditionito e pelo oxalato

Para o ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), foram efetuadas na fração argila dos horizontes B dos solos estudados (inclusive o horizonte Ap do Neossolo) realizando-se de cinco a nove extrações, e para o oxalato apenas uma. Os valores de ferro nessas extrações, e suas relações estão expostos na Tabela 7.

Os resultados do ferro recuperado pelo DCB (Fed) não acompanharam aqueles do ataque sulfúrico (Fes), porém com valores menores em quase todos os horizontes, com exceção dos horizontes BC dos solos P3 e P4 (Tabela 7). O caso dos resultados do Fed não acompanharem os do Fes provavelmente se deve ao fato de que, no caso do ataque sulfúrico, as determinações foram feitas na terra fina, em cujas frações grosseiras são encontradas quantidades diferentes de formas ferruginosas atacáveis por esse ácido, principalmente nesta categoria de solos. Outra possível indicação é que os valores de Fed na fração menor que 2mm não dissolve concreções de ferro, magnetita e ilmenita das frações areia e silte (KÄMPF, 1997).

A razão Feo/Fed indicadora do grau de cristalinidade dos óxidos de ferro nos solos demonstra que em todos os perfis predominam formas de ferro cristalinas (Tabela 7).

TABELA 7. Teores de ferro de extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato de amônio na fração argila dos solos e sua respectiva relação.

Horizontes	Feo	Fed	Feo/Fed	Fes	Fed/Fes
	----- g kg ⁻¹ -----			---- g kg ⁻¹ ----	
P1 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário					
A	5,8	-	-	-	-
Bw1	3,7	363,6	0,01	500,0	0,73
Bw2	2,8	266,4	0,01	513,0	0,52
P2 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário					
A	3,5	243,9	0,01	498,0	0,49
Bw1	4,4	299,8	0,01	487,0	0,62
Bw2	2,4	265,9	0,01	509,0	0,52
P3 - Latossolo Vermelho Perférico câmbico					
A	8,3	160,1	0,05	272,0	0,59
AB	7,7	194,0	0,04	289,0	0,67
BA	6,7	182,9	0,04	286,0	0,64
Bw	4,8	186,5	0,03	279,0	0,67
BC	3,7	321,3	0,01	301,0	1,07
P4 - Latossolo Vermelho Perférico típico					
A	5,0	216,1	0,02	296,0	0,73
Bw	5,9	248,3	0,02	269,0	0,92
BC	6,1	336,9	0,02	294,0	1,15
2C	2,9	250,0	0,01	292,0	0,86
P5 - Latossolo Vermelho Perférico típico					
Bw	6,9	287,7	0,02	-	-
P6 - Latossolo Vermelho Distroférico típico					
A	3,6	165,4	0,02	226,0	0,73
Bw	4,2	189,0	0,02	234,0	0,81
P7 - Neossolo Litólico Distrófico típico					
Ap	5,1	251,5	0,02	463,0	0,54

A mineralogia geral desses solos demonstra a predominância de hematita para a maioria dos solos e de goethita para o solo P7. Examinando as curvas cumulativas de ferro extraídas pelo ditionito (Figura 16), observa-se duas velocidades de extração: a primeira, evidenciada nas duas primeiras extrações, correspondente ao segmento mais inclinado da curva, refere-se a constituintes ferruginosos mais facilmente extraíveis, relacionados com os solos mais hematíticos. A segunda refere-se a componentes de dissolução sensivelmente mais lentos, sugerindo tratar-se de formas mais cristalinas, relacionadas com o solo mais goethítico (solo P7). Isto se deve ao fato de que na cinética de dissolução de hematita e goethita em ácido forte (SCHWERTMANN, 1984a, 1984b) existe uma dissolução preferencial da hematita comparada com a goethita, principalmente para goethitas com alta substituição de alumínio. Assim o tipo de óxido, sua cristalinização e substituição por alumínio são fatores importantes na dissolução de hematitas e goethitas (FONTES, 1988).

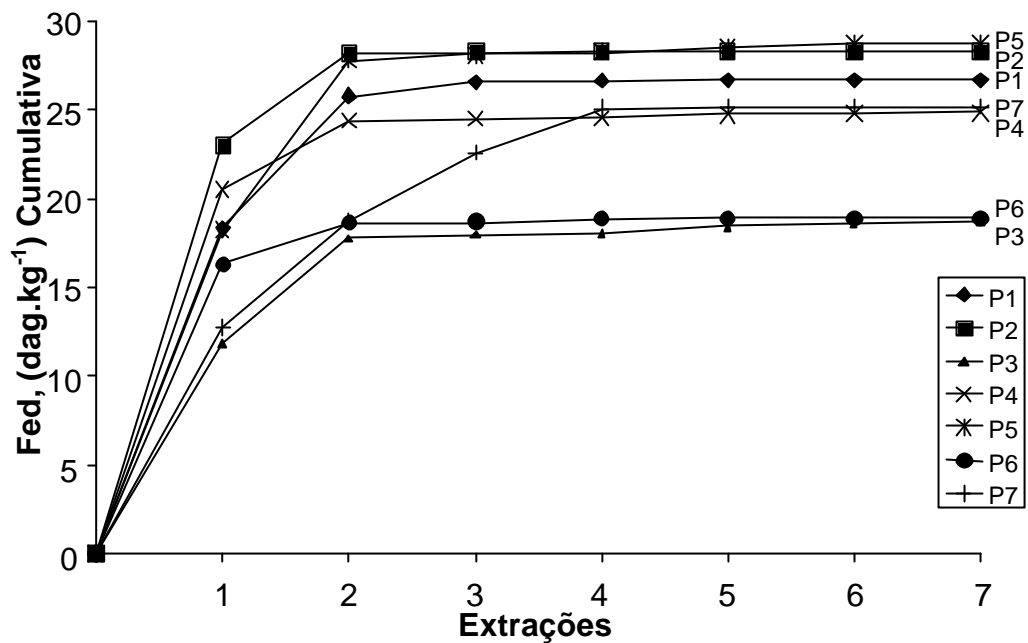


FIGURA 16. Percentagens cumulativas de ferro, referentes a sete extrações sucessivas com ditionito na fração argila dos horizontes Bw (inclusive o Ap do Neossolo Litólico) dos solos estudados.

4.6 Mineralogia da fração argila

4.6.1 Difração de raios-X

Os resultados de difratometria de raios-X da fração argila (horizonte B) dos solos estudados revelaram a presença de caulinita, gibbsita, goethita, hematita, ilmenita, mica, anatásio, rutilo, maghemita e quartzo (Figuras 17, 18 e 19).

O conjunto de difratogramas mostrou que reflexões correspondentes a caulinita somente estiveram ausentes nos solos P1 e P3 (Figuras 17 e 18). O solo P4, P5, P6 e P7 apresentaram um pequeno pico da caulinita e o solo P2 foi o que apresentou, destacadamente, o maior pico da caulinita. Esta diferença na presença da caulinita nos solos indica variação no itabirito. Como também a gibbsita que foi identificada em todos os solos, e nos solos P3 e P6 este é o mineral dominante, confirmando assim a idéia de contribuição do filito na formação destes dois solos.

O quartzo, presença pouco comum na fração argila de Latossolos, foi observado em todos os solos (Figuras 17 e 18), isto pode estar relacionado ao fato de que o itabirito é composto praticamente de quartzo e hematita. A presença de quartzo na fração argila de Latossolo Vermelho Perférico (LVj) também foi encontrado por FERNANDES (2000).

O rutilo foi identificado no concentrado de óxidos de ferro dos solos P3, P4 e P5 (Figura 18), no entanto não foi identificado na lâmina desferrificada. O anatásio, mineral de titânio associado ao intemperismo da ilmenita, foi observado em todos os solos (Figuras 17, 18 e 19). A ilmenita foi observada nos solo P1 e P2 (Figura 17 e 19, respectivamente). Foi encontrada mica no solo P1 (Figura 17).

A maghemita foi constatada em todos os solos (Figuras 19), sendo um dos minerais responsável pela magnetização, a sua presença está condizente com o comportamento magnético destes solos.

A hematita e a goethita foram observadas em todos os solos (Figura 17 e 19), sendo a goethita em relação à hematita dominante no solo P7 (Figura 19), esta relação faz com que a cor do solo vá de 10R (mais comum em solos ferríferos do Quadrilátero Ferrífero) para 2,5YR.

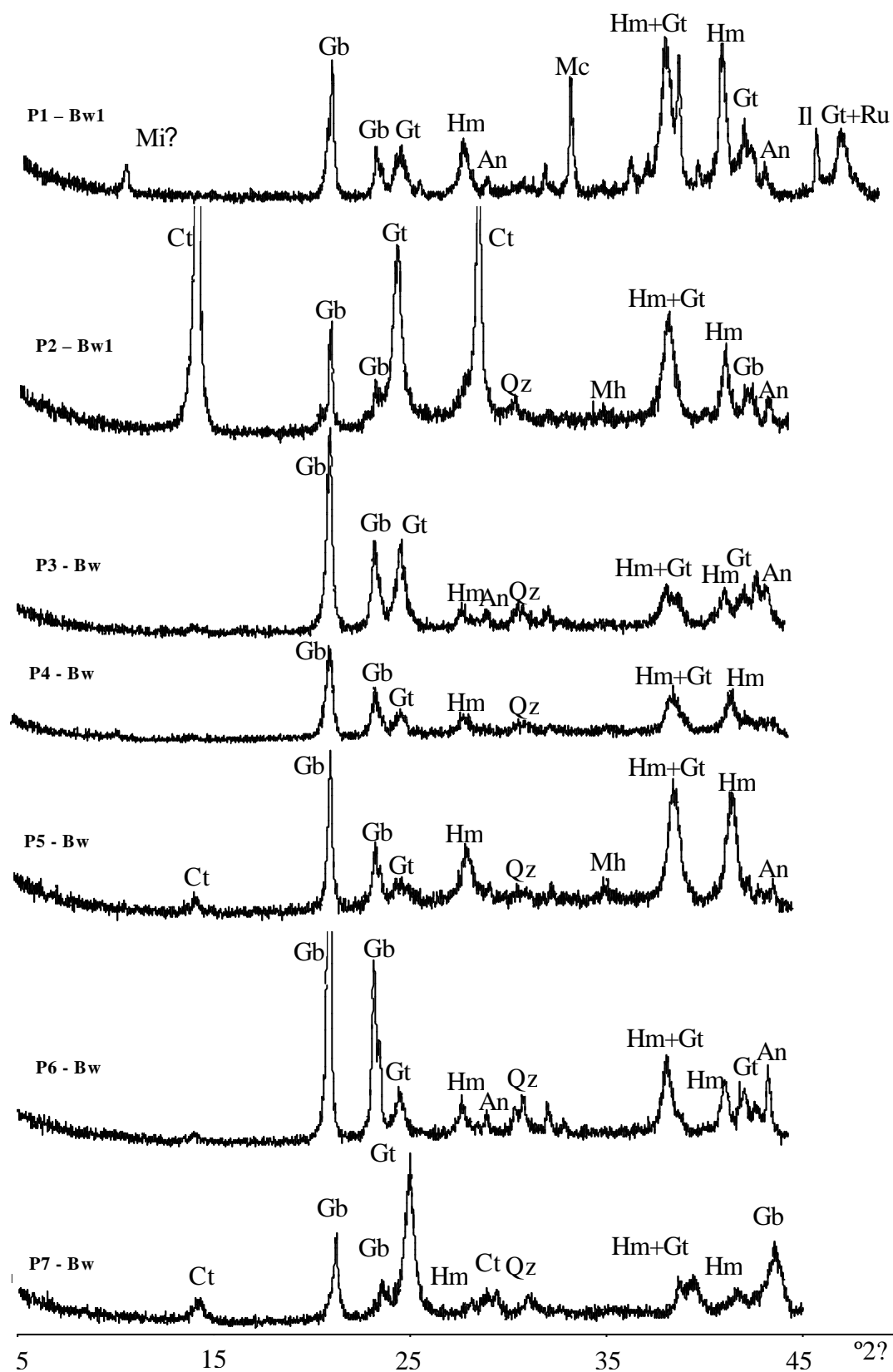


FIGURA 17. Difratoigramas de raio X da fração argila natural de materiais do horizonte B dos solos (lâminas orientadas) (Ct = caulinita; Gb = gibbsita; Gt = goethita; Hm = hematita; il = ilmenita; Mi = mica; An = anatásio; Ru = rutilo; Mh = maghemita; Qz = quartzo).

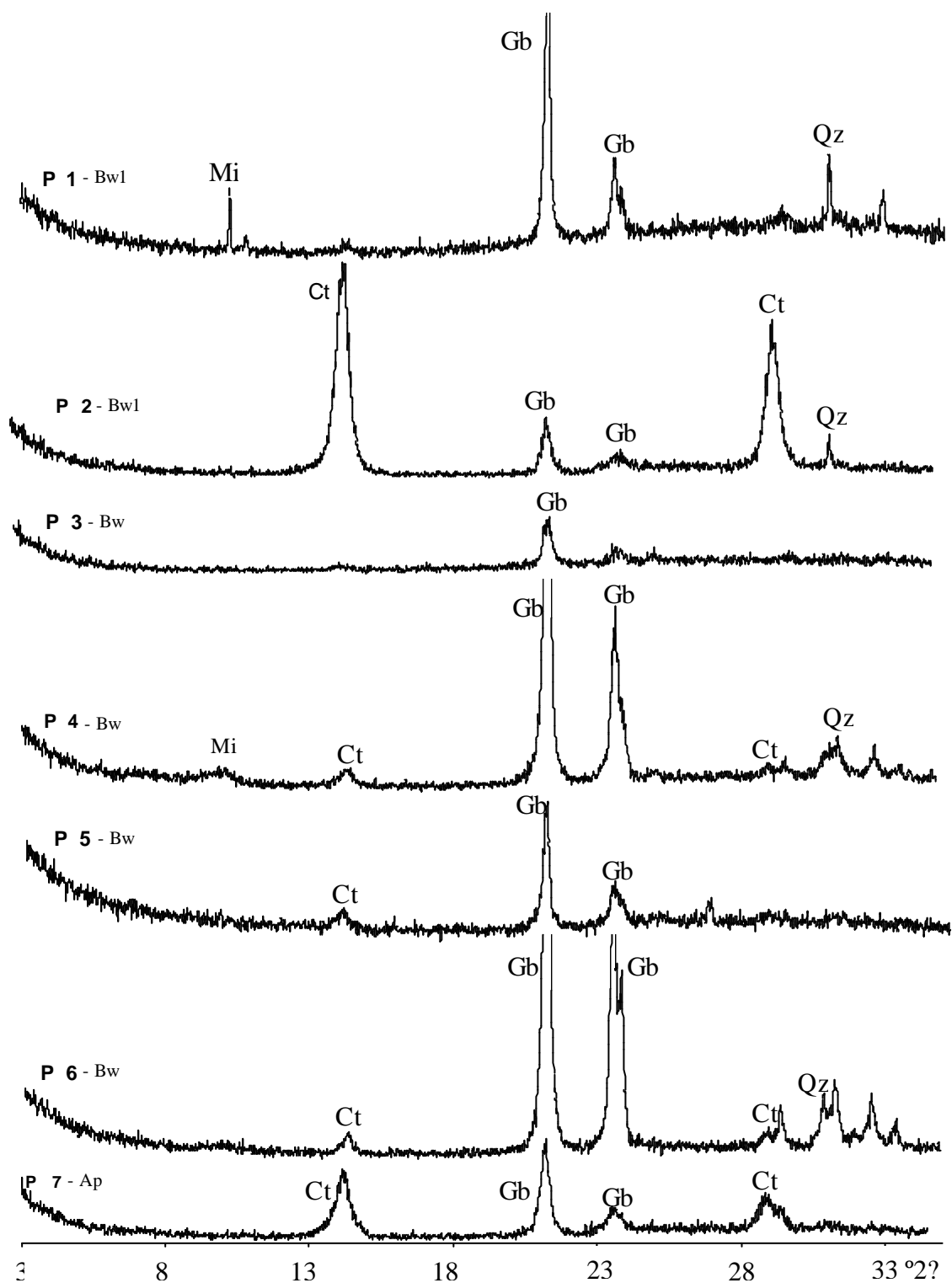


FIGURA 18. Difratoqramas de raio X da fração argila desferrificada saturada com potássio de materiais do horizonte B dos solos (lâminas orientadas) (Ct = caulinite; Gb = gibbsita; Mi = mica; Qz = quartzo).

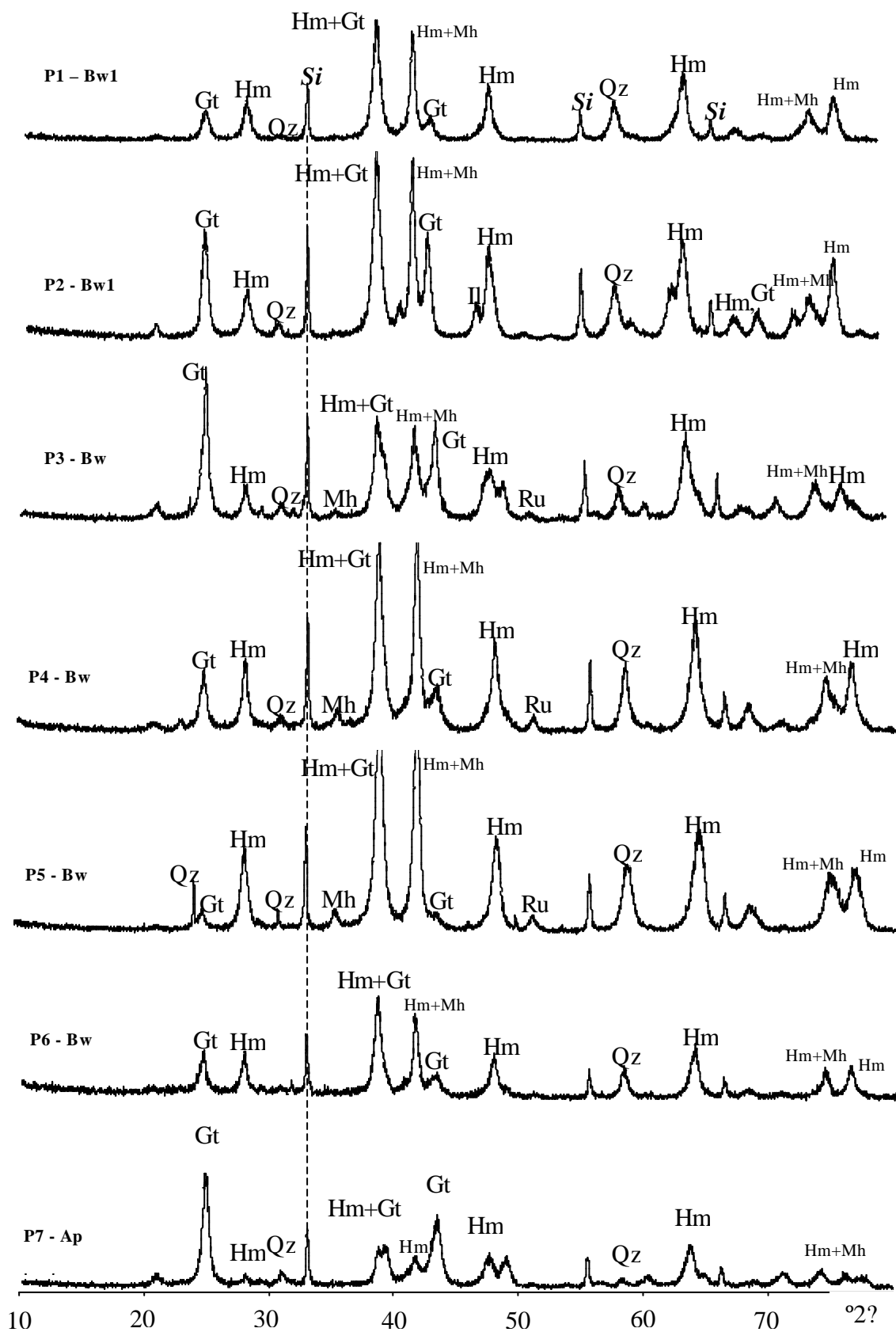


FIGURA 19. Difratoogramas de raio X da fração argila com o ferro concentrado, utilizando o Si como padrão, de materiais do horizonte B dos solos (lâminas não orientadas) (Gt = goethita; Hm = hematita; il = ilmenita; An = anatásio;; Mh = maghemita; Qz = quartzo; Si = padrão de silício utilizado).

4.6.2 Estimativa da mineralogia da fração argila

A ocorrência dos óxidos de ferro (hematita e goethita) nos solos estudados parecem resultar da intemperização de minerais da rocha de origem, ou ainda herdada diretamente dela. A predominância de uma ou de outra forma, entretanto, é ditada pelas condições do ambiente de formação (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1977; SCHWERTMANN, 1985). Assim, as colorações mais vermelhas que 2,5 YR dos solos estudados refletem a riqueza de ferro em ambientes de melhor drenagem, onde a gênese da hematita é favorecida (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1977). No entanto, o Neossolo Litólico P7 apresentou maior quantidade de goethita do que hematita, apesar de sua coloração avermelhada. Isto se deve a que pequenas quantidades de hematita são capazes de mascarar a cor do solo (RESENDE, 1976; KÄMPF, 1997). A formação de goethita no solo P7 pode ter sido favorecida, por condições de restrição de drenagem.

TABELA 8. Quantificação mineralógica da fração argila (concentração de ferro – tendo como padrão o Si) efetuada mediante o *software* ALOCA, dos solos estudados (Horizonte B).

Solo	Hematita	Goethita	Maghemita	Anatásio	Caulinita	Gibbsita
	----- g kg ⁻¹ -----					
P1 – Bw1	258,7	44,8	0,1	0,0	02,4	46,5
P2 – Bw1	210,3	118,3	0,1	0,1	12,0	84,4
P3 – Bw	103,4	125,5	n.d	0,1	1,90	334,6
P4 – Bw	219,1	69,9	0,0	0,0	3,70	135,6
P5 – Bw	303,1	10,8	0,2	n.d	0,20	183,2
P6 – Bw	169,9	44,3	0,0	0,1	3,00	365,2
P7 – Ap	70,9	261,0	n.d	0,1	4,70	68,4

n.d = não-determinado.

A presença de anatásio na fração argila de grande parte dos solos estudados, pode ser relacionada com o intemperismo de minerais como a ilmenita (ALLEN e HAJEK, 1989; KER, 1995).

4.6.3 Relação hematita/(hematita + goethita) e substituição isomórfica por alumínio

Os valores de Hm/Hm + Gt calculados segundo a equação proposta por (SCHULZE, 1982) e a partir dos difratogramas efetuados nas amostras de óxidos de ferro concentrados, apresentaram variação de 0,45 a 0,97 (Tabela 9) nos Latossolos. No Neossolo Litólico P7 esta relação foi de 0,21 (Tabela 9).

TABELA 9. Relação hematita/hematita+goethita (Hm/Hm+Gt) calculada a partir dos difratogramas obtidos para os óxidos de ferro concentrados e valores de substituição por alumínio, a partir de informações de DRX, dos solos selecionados.

Solo	Hm/Hm + Gt	Substituição por alumínio (cmol/mol)	
		Hematita	Goethita
P1	0,85	7,21	20,76
P2	0,64	8,56	9,12
P3	0,45	9,91	27,65
P4	0,76	7,21	24,07
P5	0,97	11,35	32,75
P6	0,79	8,56	38,61
P7	-	11,39	26,23

Os valores de substituição por alumínio nos óxidos de ferro variaram de 9,12 a 38,61 cmol/mol na goethita e de 7,21 a 11,39 cmol/mol na hematita (Tabela 9).

A substituição por alumínio na goethita foi superior à observada para a hematita (Tabela 9), conforme (SCHWERTMANN e KÄMPF, 1985; FONTES e WEED, 1991). O que confirma a menor capacidade de incorporação de alumínio na estrutura da hematita, em se comparando com a goethita.

A possível relação 0,5:1,0 entre os valores observados de substituição isomórfica de alumínio na hematita e goethita (entendi-se que a estrutura da hematita acomoda apenas metade da quantidade suportada pela goethita), como sugerido por SCHWERTMANN et al., (1979) e SCHWERTMANN e KÄMPF (1985), foi avaliada na figura 20.

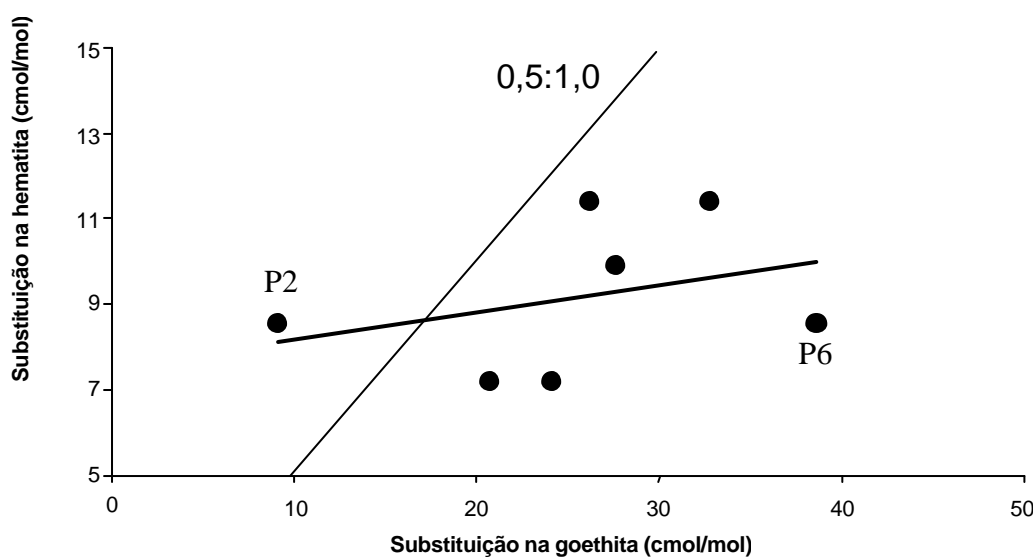


FIGURA 20. Relação entre os valores de substituição por alumínio (cmol/mol) verificada para as hematitas e goethitas dos solos estudados, com linha representativa da razão 0,5:1,0.

Apesar da hematita sempre apresentar menor substituição à dispersão dos dados, a Figura 20 não indica tendência de aproximação da linha sugerida. Comportamento também observado por Fernandes (2000). No entanto esta comprovação não contradiz os estudos de SCHWERTMANN et al., (1979) e SCHWERTMANN e KÄMPF (1985), porque quando descarta as amostras P2 e P6 (as que parecem fugir a regra) a linha de tendência na Figura 21 fica muito próxima à linha sugerida. O que possivelmente ocorre nesses solos é que parte da origem da goethita parece derivar de mistura de materiais (filito) com o itabirito.

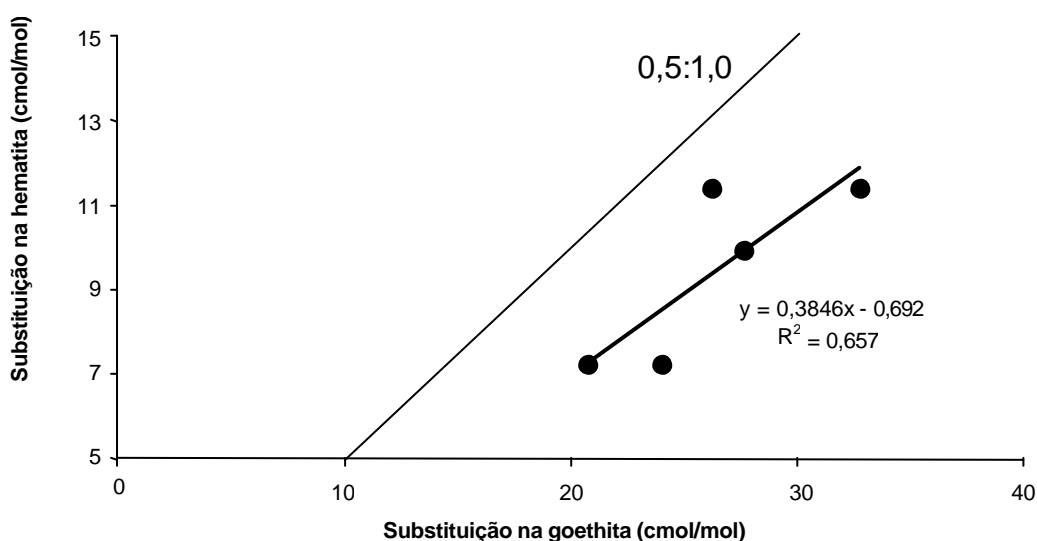


FIGURA 21. Relação entre os valores de substituição por alumínio (cmol/mol) verificada para as hematitas e goethitas dos solos P1, P3, P4, P5 e P7, com linha representativa da razão 0,5:1,0.

A quantidade de gibbsita parece relacionar bem com a substituição isomórfica de ferro por alumínio na estrutura da goethita dos solos estudados (Figura 22). Razão para isto é a sugerida por SCHWERTMANN e KÄMPF (1985), que diz que em ambientes gibbsíticos, em razão da maior ocorrência de alumínio em solução, por ocasião da cristalinização dos óxidos de ferro, haveria uma maior incorporação deste elemento nas estruturas dos óxidos.

Há menor tendência entre a quantidade de gibbsita e a substituição de alumínio por ferro na hematita (Figura 23) do que na goethita (Figura 22). Uma possível explicação é que a maior parte da hematita seja herdada do material de origem, fazendo com que atividade de substituição ocorra em menores proporções, como também de maneira diversificada por conta da mistura de materiais em alguns solos.

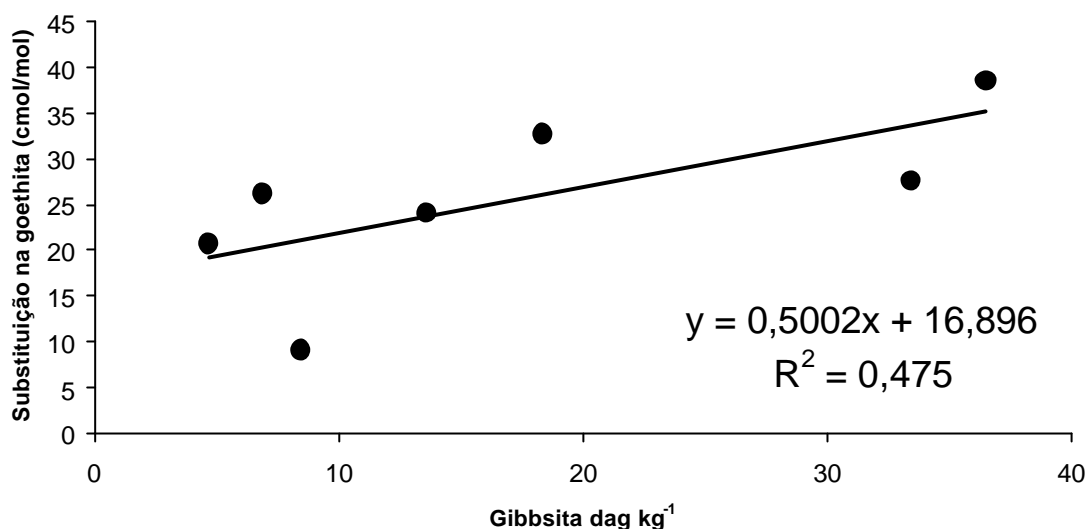


FIGURA 22. Relação entre a substituição isomórfica na goethita e a quantidade de gibbsita dos solos estudados.

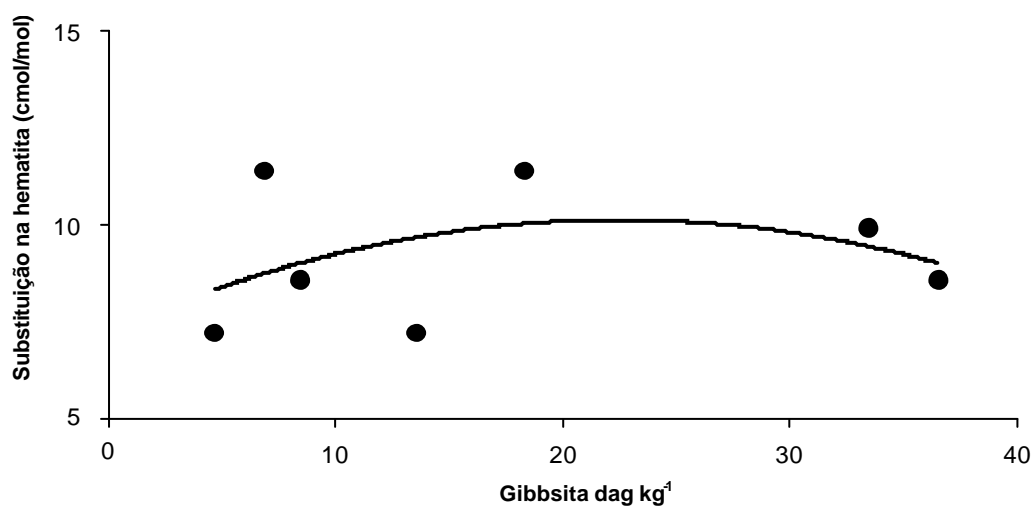


FIGURA 23. Relação entre a substituição isomórfica na hematita e a quantidade de gibbsita dos solos estudados.

4.7 Magnetização e cor do solo

A magnetização dos solos estudados apresentou grande variação nas frações TFSA, areia, silte e argila (Tabela 10). Isso reflete a diferenciação destes solos, em termos de componentes mineralógicos responsáveis por suas propriedades magnéticas: magnetita (Mt) e maghemita (Mh) (REZENDE, 1976; REZENDE et al., 1986; REZENDE et al., 1988). Rochas formadas de materiais de origem ricos em ferro, do Quadrilátero Ferrífero, podem ter magnetização maior ou menor que do material de origem, dependendo do mecanismo pelo

qual os óxidos de ferro são transformados durante sua pedogênese (FABRIS et al., 1997). Outra explicação para essa variação é a mistura de materiais, como o filito, na formação destes solos, como também a variação na composição do itabirito.

TABELA 10. Magnetização ($J T^{-1} kg^{-1}$) e cor dos solos estudados

Horizonte	Magnetização			Areia	Cor TFSA
	TFSA	Argila	Silte		
----- $J T^{-1} kg^{-1}$ -----					
P1 – Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário					
A	9,55	0,26	2,17	10,28	10R 3/2
Bw1	8,64	0,22	6,12	9,89	10R 3/4
Bw2	8,47	0,08	-	10,16	2,5YR 3/6
P2 - Latossolo Vermelho Perférico típico endoconcrecionário					
A	5,08	0,25	1,50	5,42	2,5YR 4/4
Bw1	5,94	0,87	5,80	11,29	2,5YR 4/6
Bw2	5,57	0,12	-	7,81	2,5RYR 4/6
P3 - Latossolo Vermelho Perférico câmbico					
A	2,24	0,27	-	5,82	10R 3/3
AB	3,25	0,36	-	8,89	2,5YR 3/4
BA	2,30	0,32	-	10,22	2,5YR 4/4
Bw	1,96	0,40	0,04	6,52	10R 3/3
BC	0,00	0,00	-	9,57	2,5YR 3/6
P4 – Latossolo Vermelho Perférico típico					
A	1,37	0,85	0,10	8,67	10R 3/4
Bw	1,56	1,57	0,78	7,81	10R 3/4
BC	0,60	0,40	-	0,00	2,5YR 3/6
2C	0,23	0,00	0,53	0,08	5YR 4/6
P5 – Latossolo Vermelho Perférico típico					
Bw	4,00	2,30	-	2,82	10R 3/3
P6 - Latossolo Vermelho Distroférico típico					
A	0,32	0,00	-	1,17	10R 3/6
Bw	0,01	0,00	0,79	0,85	10R 3/6
P7 – Neossolo Litólico Distrófico típico					
Ap	3,36	0,00	1,29	6,80	2,5YR 3/4
P9 – Latossolo Vermelho Perférico típico					
Ap	4,31	-	-	-	-
Bw2	3,83	-	-	-	-
P10 - Latossolo Vermelho Ácrico					
Ap	3,30	-	-	-	-
Bwc2	1,28	-	-	-	-

A maghemita e/ou titano-maghemita (RESENDE et al., 1988b), tida como um dos mais importantes óxidos magnéticos pode ser considerado como os minerais responsáveis pela magnetização destes solos na fração argila, já que a mesma foi detectado na difratometria de raios-X.

A fração areia é a que mais contribui na magnetização dos solos, seguido das frações silte e argila (Figura 24). Isto é indício de que a magnetização destes solos está sendo mais influenciada pela presença de magnetita derivada da rocha de origem (FABRIS et al., 1997).

Os valores da magnetização na TFSA variaram entre 0,01 a 9,55 $J T^{-1} kg^{-1}$. Ker (1995) encontrou valor igual a 10,76 $J T^{-1} kg^{-1}$, e também sugere que as cores juntamente com os óxidos de ferro estão relacionadas com a magnetização. No entanto, observa-se que em relação à cor do solo o mesmo matiz de 10R encontra-se com a magnetização com valores discrepantes (Tabela 10). No entanto o teor de óxidos de ferro relaciona-se bem com a magnetização (Figura 25).

Quanto maiores os teores de $Fe_2O_3+TiO_2$ no solo, maior é a magnetização na TFSA (Figura 26). Este comportamento pode ser devido à presença dos minerais magnetita, titano-magnetita, maghemita e titano maghemita que são os principais constituintes responsáveis pelas manifestações magnéticas nos solos (RESENDE et al., 1986a e 1988b).

A Figura 27 mostra que quanto maior a magnetização da TFSA maior será o somatório de elementos traços (Cu, Zn, Ni, Mn, Cr e Cd).

Mesmos solos com elevados teores de Fe_2O_3 verifica-se uma grande variação na magnetização, o que pode indicar que, para níveis categóricos mais baixos, a magnetização possa ser empregada na subdivisão de Latossolos Vermelhos férricos e perférricos mais ou menos magnéticos.

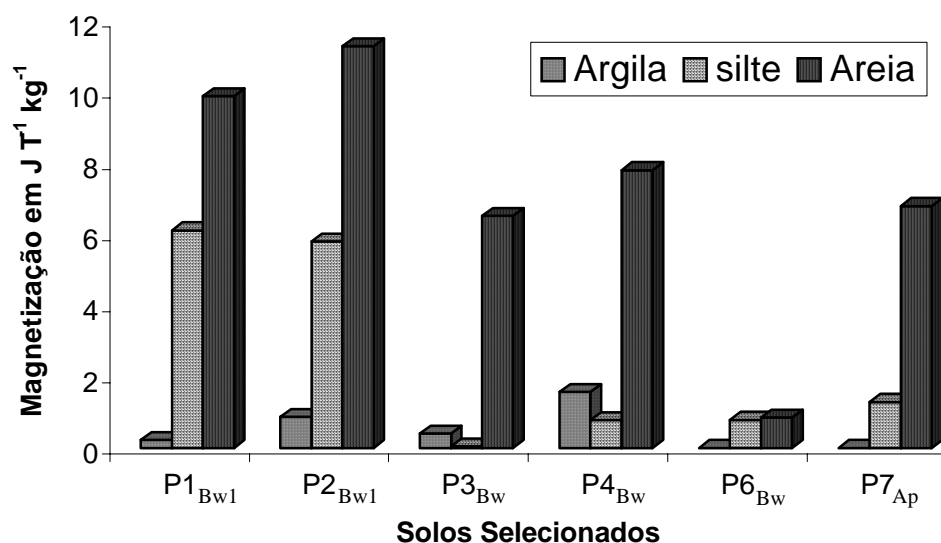


FIGURA 24. Medidas de magnetização nas frações argila, silte e areia dos solos estudados.

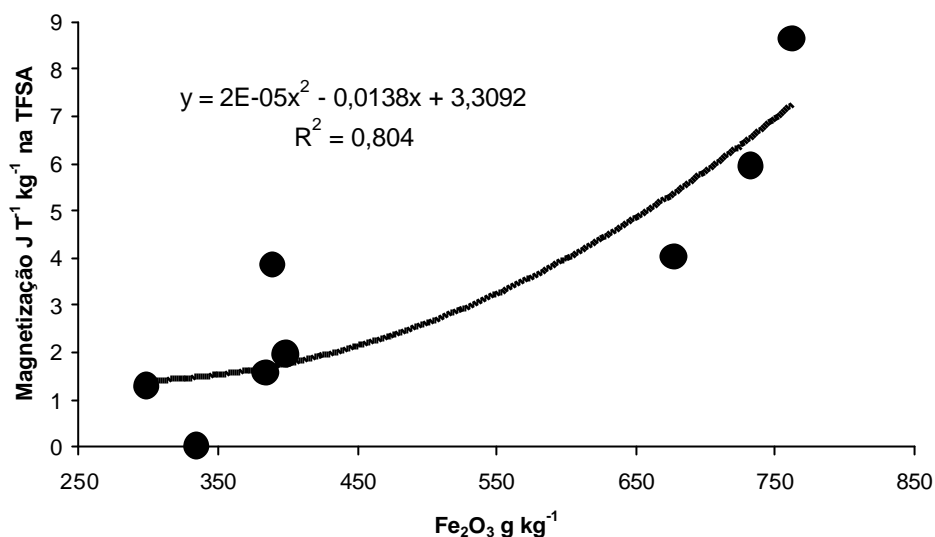


FIGURA 25. Magnetização em função dos teores de óxido de ferro obtido pelo ataque sulfúrico de materiais dos horizontes B (inclusive o horizonte Ap do solo P7) dos solos selecionados (TFSA).

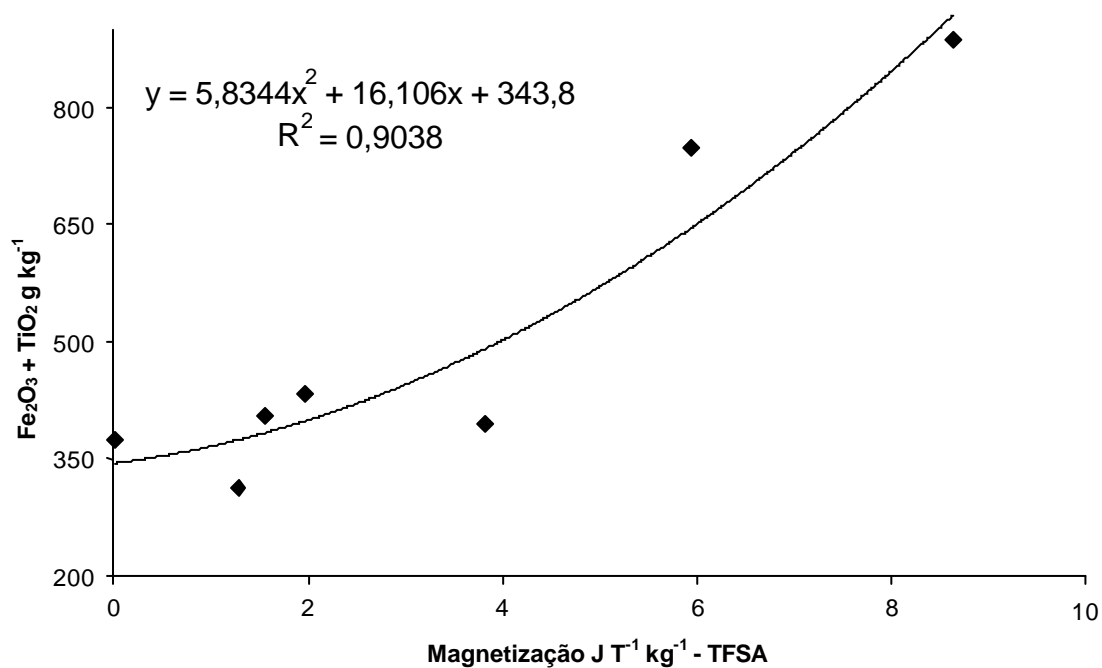


FIGURA 26. Magnetização em função dos teores de óxidos de ferro mais óxidos de titânio obtidos pelo ataque sulfúrico de materiais do horizonte B dos solos selecionados (TFSA).

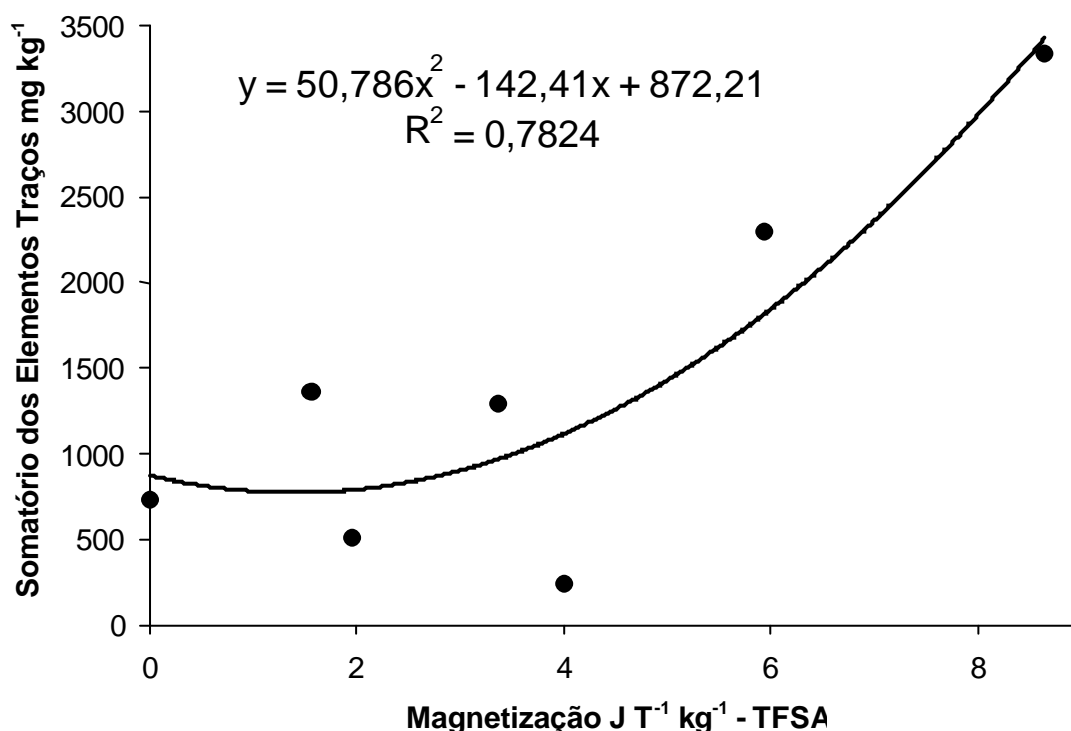


FIGURA 27. Somatório das concentrações totais de Cu, Zn, Ni, Cd, Cr, Co e Mn em função da magnetização de materiais dos solos selecionados (TFSA).

4.8 Gênese, uso e relação solo-ambiente

Todos os solos estudados apresentaram teores de Fe_2O_3 provenientes do ataque sulfúrico entre 299 a 788 g kg^{-1} confirmando a grande variação da composição das rochas itabiríticas, não descartando uma possível contribuição de filito em alguns dos solos estudados. Estes resultados indicam a ocorrência dos antigos Latossolos Ferríferos com teores de Fe_2O_3 inferiores a 360 g kg^{-1} conforme indicado por OLIVEIRA et al., (1992). Isto confirma a ocorrência de Latossolos Ferríferos com teores de Fe_2O_3 altos (180 a 360 g kg^{-1}) e muitos altos (> 360 g kg^{-1}) e que mesmo antes da divulgação do sistema atual (EMBRAPA, 1999) a distinção destes solos daqueles de basalto e outras rochas máficas (Latosolos Roxos) era complexa e contínua, conforme amplamente discutido na III RCC (EMBRAPA, 1988).

É importante destacar que nos solos estudados tanto pode estar ocorrendo hematita pedogenética como aquela herdada do material de origem, sobre tudo nas frações silte (Figura 28) e argila. Conforme também destacado na III RCC (EMBRAPA, 1988) sendo o SiBCS, morfonético seria conveniente

também reconhecer minerais herdados do próprio material de origem, muito embora seja difícil incorporar distinções deste tipo como atributo diagnóstico. Talvez, parece procedente aqui um questionamento: se material como a hematita presente nas frações silte e areia (Figuras 28 e 29) em quantidades expressivas é herdado do próprio material de origem, não caberia a adjetivação “câmbico” para alguns dos solos estudados?

Os baixos valores de K_i e K_r constatados para os solos estudados refletem mais a pobreza em sílica do material de origem (GUIMARÃES, 1961; EMBRAPA, 1988) que propriamente uma intemperização tão intensa. Esta pobreza em sílica do material de origem resulta em baixos teores de SiO_2 provenientes do ataque sulfúrico. Talvez, este fato, possa vir a constituir-se em um critério promissor na diferenciação de Latossolos Vermelhos férricos e perférricos desenvolvido de itabiritos daqueles de rochas máficas após catalogação de resultados constantes na literatura.

No que se refere à morfologia e à ocorrência destes solos na paisagem, pode-se afirmar os Latossolos, em sua maior parte encontram-se em rampas de colúvio de relevo suave ondulado e ondulado, rem todos, entretanto, são endo-petroplínticos. Nos relevos mais movimentados os Latossolos típicos são pouco comuns e cedem lugar a Petroplintossolos ou Latossolos Petroplínticos como o perfil P10.

No que se refere ao uso agrícola destes solos pode-se afirmar que apresentam sérias limitações quanto às baixas saturação de bases e CTC efetiva. Assim, normalmente as áreas de ocorrência destes solos encontram-se ainda com a vegetação natural (campo cerrado altimontano ou mais raramente floresta). Casos de aproveitamento de áreas de ocorrência destes solos com reflorestamento de eucalipto têm resultado em baixa produtividade (AMARAL, 2000), não sendo raros os casos de abandono de área após primeiro corte. Atribui-se a isso, além dos problemas de fertilidade assinalados, a retenção de água mais baixa destes Latossolos como reflexo do forte desenvolvimento estrutural (estrutura forte muito pequena granular) de um plasma altamente oxidico.

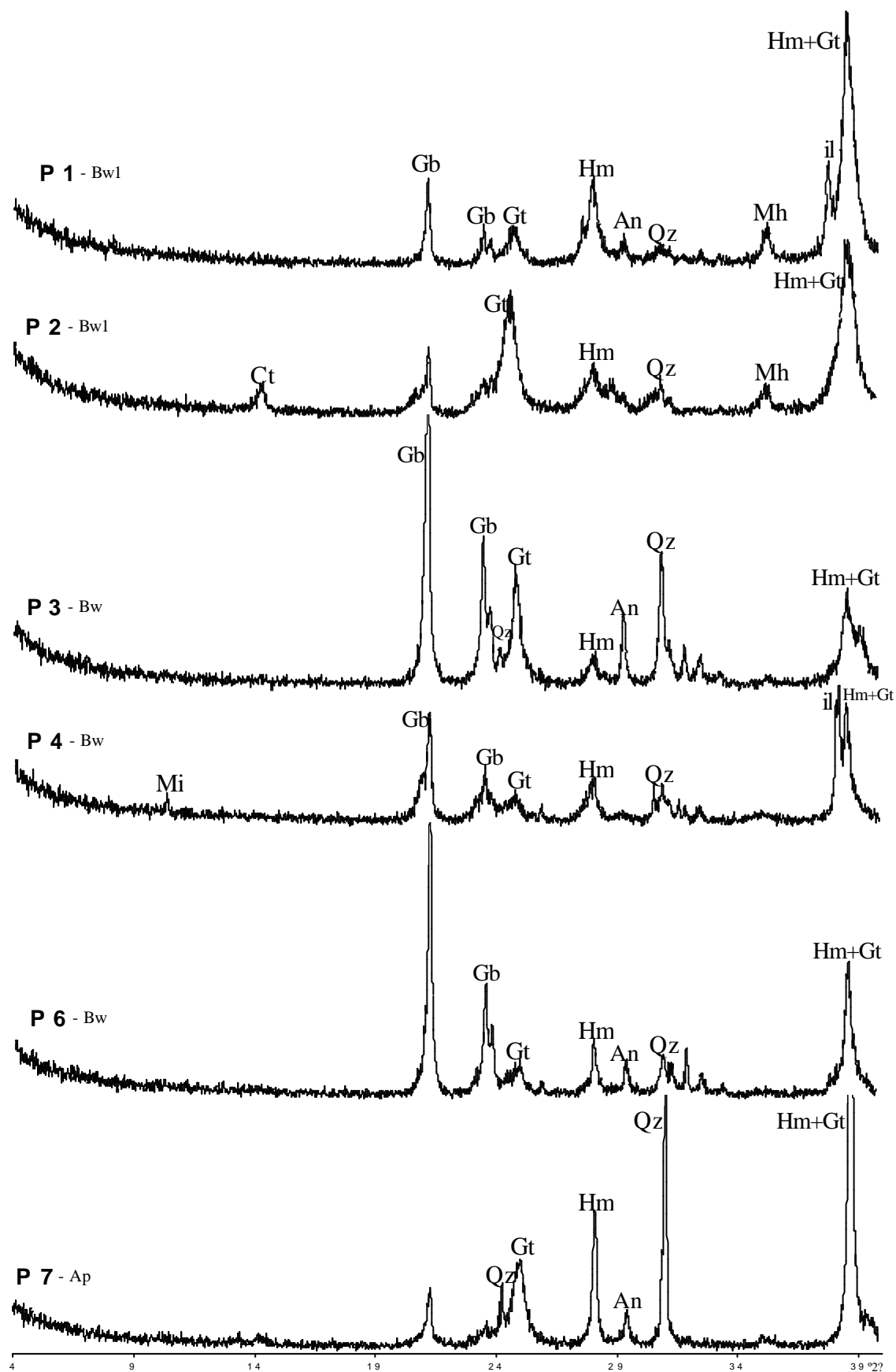


FIGURA 28. Difratoqramas de raio X da fração silte sem tratamento de materiais do horizonte B dos solos (lâminas não orientadas) (Gt = goethita; Hm = hematita; Ct = caulinita; Gb = gibbsita; Mi = mica; Qz = quartzo; il = ilmenita; Mh = maghemita; Na = anatásio).

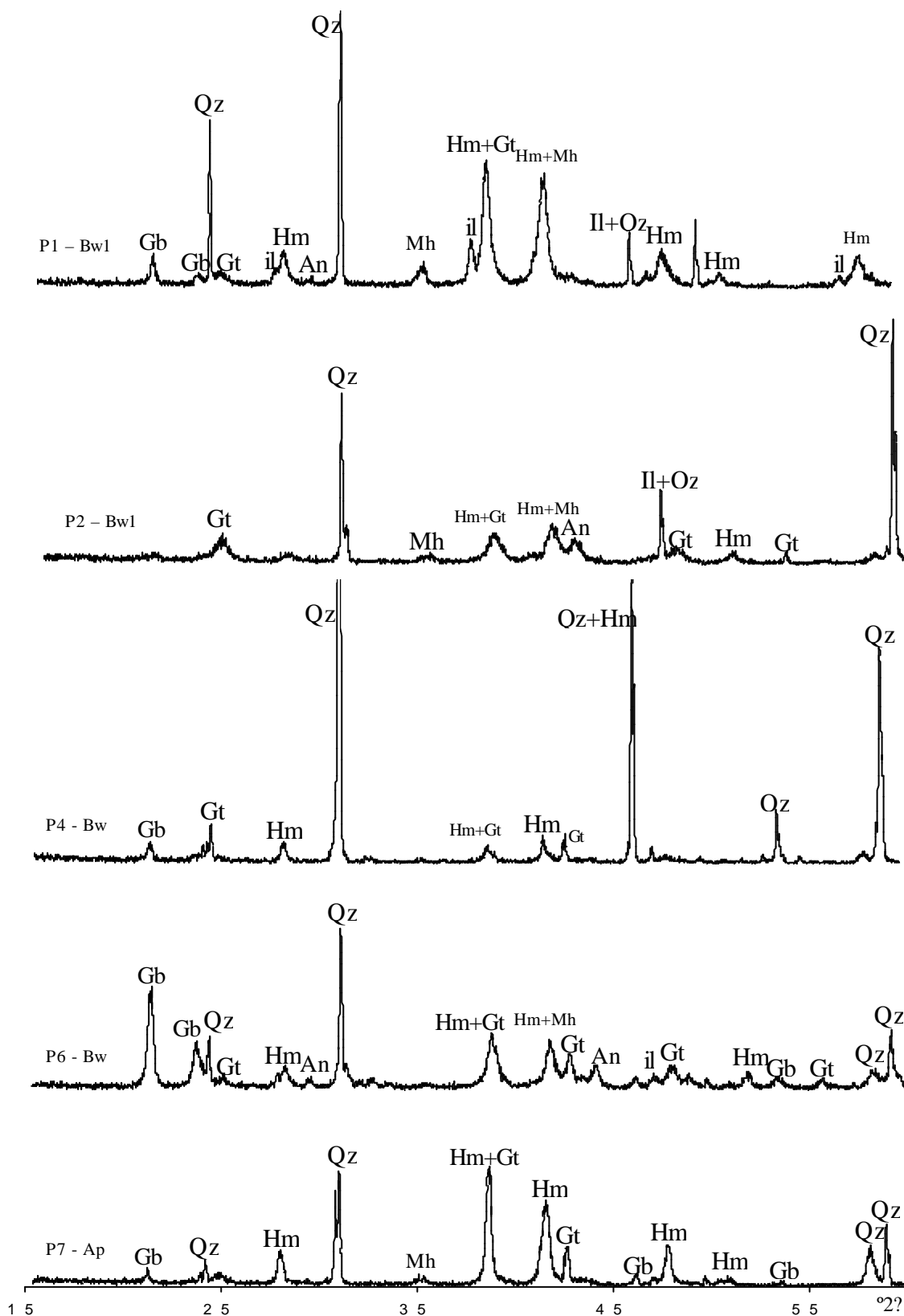


FIGURA 29. Difratogramas de raio X da fração areia sem tratamento de materiais do horizonte B dos solos (lâminas não orientadas) (Qz = quartzo; Hm = hematita; Gt = goethita; Gb = gibbsita; il = ilmenita; Na = anatásio; Mh = maghemita).

4.9 Classificação dos solos

Dos seis Latossolos Ferríferos (CAMARGO et al., 1987) selecionados para o presente estudo, cinco deles foram classificados como Latossolos Vermelhos Perféricos (P1 a P5) e um (P6) como Latossolo Vermelho Distroférico, de acordo com o atual SiBCS (EMBRAPA, 1999) (Tabela 11). O P7, incluído para se avaliar possíveis variações do itabirito, foi enquadrado no atual sistema como Neossolo Litólico Distrófico típico, merecendo registro o alto teor de Fe_2O_3 do horizonte Ap ($662,1 \text{ g kg}^{-1}$) e o questionamento se solos desta natureza não mereceriam o complemento Perférico no quinto nível categórico.

TABELA 11. Classificação dos solos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

Identificação	EMBRAPA, 1999	CAMARGO et al., 1987
P1	Latossolo Vermelho Perférico típico	Latossolo Ferrífero
P2	Latossolo Vermelho Perférico típico	Latossolo Ferrífero
P3	Latossolo Vermelho Perférico câmbico	Latossolo Ferrífero
P4	Latossolo Vermelho Perférico típico	Latossolo Ferrífero
P5	Latossolo Vermelho Perférico típico	Latossolo Ferrífero
P6	Latossolo Vermelho Distroférico típico	Latossolo Ferrífero
P7	Neossolo Litólico Distrófico típico	Solos Litólico

É importante destacar que na classificação dos Latossolos pelo atual SiBCS, seguiu-se à risca a ordem de estruturação apresentada, onde o atributo perférico ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \geq 36\%$) tem precedência taxonômica ao ácrico. Além disso, registra-se que os solos estudados apresentam praticamente a mesma classificação de que muitos Latossolos desenvolvidos de rochas máficas, com destaque para o basalto e tufito, indicando a dificuldade de separação de solos até certo ponto distintos no que diz respeito ao material de origem, porém semelhantes morfologicamente, mesmo em níveis taxonômicos mais baixos, aliás, fato também levantado e discutido na III RCC (EMBRAPA, 1988).

5. RESUMO E CONCLUSÕES

O presente trabalho teve por objetivo avaliar as características físicas, químicas, e mineralógicas de Solos Ferríferos, da região do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais, Brasil. Foram também estudados a magnetização e o conteúdo de elementos traços (cobre, zinco, níquel, manganês, cádmio e cromo).

Para tanto, selecionaram-se cinco Latossolos Vermelhos férrico e perférrico e um Neossolo Litólico todos originados de itabirito ou com grande influência desta rocha. Para alguns parâmetros estudados foram incluídas amostras de mais três Latossolos Vermelhos Perférricos para fins de comparação.

Foram realizadas as análises físicas e químicas de rotina, destacando-se que na composição granulométrica, a determinação da fração argila de cada solo foi realizada seguindo-se o tempo de sedimentação baseando-se nos resultados de densidade de partículas conforme princípios previstos pela Lei de Stokes.

A caracterização mineralógica foi realizada por difratometria de raios-X e sua quantificação por alocação, baseando-se nos dados do ataque sulfúrico com o uso do *software* ALOCA.

As concentrações totais dos elementos traços estudados foram determinadas por espectroscopia de absorção atômica, após ataque triácido. A magnetização foi determinada em magnetômetro.

Os resultados apresentados e discutidos permitiram estabelecer as seguintes conclusões:

- Os valores da densidade de partícula variaram entre 2,85 e 4,34 g cm⁻³, constatando-se maiores valores de argila nos solos com menores valores de densidade de partícula;
- Mesmos seguindo os princípios previstos na Lei de Stokes, no que diz respeito o tempo de sedimentação baseado nos resultados de densidade de partícula, os valores da relação silte/argila obtidos para o horizonte Bw de alguns Latossolos estudados foram maiores do que aqueles propostos pelo SiBCS, apesar da morfologia tipicamente latossólica (estrutura granular fortemente desenvolvida);
- Todos os solos estudados são ácidos e dessaturados, o que encontra-se condizente com a pobreza química das rochas itabiríticas. Neste contexto, ressalta-se os baixos teores de CTC efetiva dos Latossolos com valores sempre inferiores a 1 cmol_c/kg de argila e o predomínio de cargas positivas no horizonte Bw da maioria dos Latossolos estudados;
- Apenas o P6 não se enquadrou como perférrico e nem apresentou caráter ácrico pois, apesar da baixa CTC efetiva e pH em KCl 1 mol L⁻¹, apresentou valor de ΔpH negativo;
- A variação dos teores de Fe₂O₃ (299,0 a 787,9 g kg⁻¹) e TiO₂ (7,5 a 125,0 g kg⁻¹) confirmam a grande variabilidade físico-química das rochas itabiríticas, não descartando, ainda, a possível contribuição de filitos em alguns parâmetros físicos e químicos de alguns Latossolos estudados;
- Ainda com relação aos resultados do ataque sulfúrico destacam-se os baixos valores encontrados para SiO₂ (0,7 a 24,0 g kg⁻¹) indicando ser esta uma possível característica de distinção dos Latossolos Vermelhos estudados em relação aqueles desenvolvidos de rochas máficas (basalto e tufito, principalmente). Os baixos teores de SiO₂ são os principais responsáveis pelos baixos valores das relações moleculares Ki e Kr, mesmo no Neossolo Litólico.
- Os resultados da relação Fe₂O₃/TiO₂ obtidos no presente trabalho não indicam ser esta uma relação confiável para a separação de

Latosolos Vermelhos desenvolvidos de itabiritos daqueles de outras rochas máficas;

- Os resultados encontrados para os elementos traços Cr, Cd, Ni, Cu, Zn e Mn, provenientes do ataque total foram bastante variáveis nos diferentes solos estudados, confirmando, mais uma vez, a diferenciação química do material de origem dos solos (itabiritos).
- A baixa relação Fe_o/Fed confirmam o predomínio de formas mais cristalinas de óxidos de ferro na fração argila dos solos estudados.
- A mineralogia do solo apresentou como constituintes dominantes na fração argila a hematita, goethita, gibssita, maghemita e quartzo como também, mas nem em todos os solos a caulinita. Constatou-se também, em menores proporções, a ocorrência de anatásio, rutilo e mica; na fração silte a hematita, goethita, gibbsita e quartzo, em alguns solos mica, caulinita e anatásio; na fração areia o quartzo, hematita, goethita, ilmenita, maghemita e gibbsita (pseudo-silte);
- A substituição isomórfica por alumínio na goethita foi de 9,12 a 38,61 cmol/mol, superior à observada para a hematita (7,21 a 11,39 cmol/mol);
- A magnetização dos solos estudados apresentou grande variação nas frações TFSA, areia, silte e argila. A fração areia é a que mais contribuiu na magnetização do solo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AINSWORTH, C. C. & SUMMER, M. E. Effect of aluminum substitution in goethite on phosphorus adsorption II; rate of adsorption. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 49:1149-1153, 1985.
- AINSWORTH, C. C. & SUMMER, M. E.; HURST, V. J. Effect of aluminum substitution in goethite on phosphorus adsorption I; adsorption and isotopic exchange. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 49:1142-1149, 1985.
- ALLAN, J. E. M.; COEY, J. M. D.; SANDERS, I. S.; SCHWERTMANN, U.; FRIEDRICH, G.; WIECHOWSKY, A. An occurrence of a fully oxidized natural titanomaghemite in basalt. 1989. **Miner. Mag.** 53, 299-304.
- ALLAN, J. E. M.; COEY, J. M. D.; RESENDE, M.; FABRIS, J. D. Magnetic properties of iron-rich soil. 1988. **Phys. Chem. Miner.** 15, 470-475.
- ALLEN, B. L. & HAJEK, B. F. Mineral occurrence in soil environments. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., eds. **Minerals in soil environments**. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.199-278.
- ALLOWAY, B. J. The origins of the heavy metals in soils. In: ALLOWAY, B. J., ed. **Heavy metals in soils**. Glasgow, Academic Press & Professional, 1990. p.29-39.
- AMARAL, A. S. **Liberação de Zn, Fe, Mn, Cd e Pb de quatro corretivos da acidez do solo: absorção por plantas de alface, em dois solos de diferentes texturas**. Viçosa: UFV. Dissertação de mestrado, 1993. 87p.: il.
- AMARAL, G. **Características Químicas e Físicas de Diferentes Classes de Solos da Zona Metalúrgica Mineira e Produtividade de Eucalipto**. Viçosa: UFV. Dissertação de mestrado, 2000. 98p.: il.
- BASTOS, R. S.; KER, J. C.; GOMES, F. H.; PINHEIRO, J. C.; NUNES, W. A. G. de A.. **IX Simpósio de Iniciação Científica da UFV**. Mineralogia e química de alguns latossolos ferríferos do Brasil. (Resumo) 1999.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. dos. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Editora da UFSC. Florianópolis – SC. 1994. 425p.
- BIGHAM, J. M. **Iron mineralogy of red-yellow hued ultisols and oxisols as determined by Mössbauer Spectroscopy, X-ray diffractometry, and supplemental laboratory techniques**. Raleigh, North Carolina State University, 1977. 165p. (Tese Ph.D.).

- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria – Geral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra/Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Rio de Janeiro: 1983. 780p.
- 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 levantamento pedológico no Brasil. **B. inf. da Soc. Bras. De Ci. do Solo**, 12:11-33, 1987.
- CASTRO, L. O. **Economic Geology**. Genesis of Banded Iron-Formations. Vol. 89, 1994. pp. 1384-1397.
- CFSEMG – Comissão de Fertilidade do Solo do Estado de Minas Gerais. **Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais – 5ª Aproximação**/Antonio Carlos Ribeiro, Paulo Tácito Gontijo Guimarães, Victor Hugo Alvarez V., editores. – Viçosa, MG, 1999. 359p.: il.
- CHEN, J. S.; DENG, B. S.; PAN, M.; WANG, X. J.; ZENG, S. Q.; HE, Q. Geographical tendencies of trace element contents in soils derived from granite, basalt and limestone of Eastern China. **Pedosphere**, 3:45-55, 1993.
- CHITTLEBOROUGH, D. J.; OADES, J. M.; WALKER, P. H. Textural differentiation in chronosequences from eastern Australia, III. Evidence from elemental chemistry. 1984. **Geoderma**, 32:227-248.
- COEY, J. M. D. Magnetic properties of iron oxides and clay minerals. In: Stucki, J. W.; Goodman, B. A. Schwertmann, U. (Eds.), *Iron in Soils and Clay Minerals* 217 Reidel, pp. 397-466. NATO ASI, Series C. 1988.
- COEY, J. M. D.; CUGAT, O.; McCAULEY, J & FABRIS, J. D. A portable soil magnetometer. **Revista de Física Aplicada e Instrumentação**, 7(1):25-30, 1992.
- COSTA, J. B. **Caracterização e Constituição do Solo**. 2ª ed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian. 1985, 527p.
- COUTO, W.; SANZONOWICZ, C. **Cor do solo, Lençol freático e disponibilidade de água num Latossolo Vermelho-Amarelo sob cerrado**. Rev. bras. Ci. Solo, 8: 255-257, 1984.
- CUGAT, O.; HANSSON, P. & COEY, J. M. D. Permanent-magnet variable flux sources. **IEEE Transactions on Magnetics**, 30(6):4602-4604, 1994.
- 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., and D.P. FRANZMEIER. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 51:153-158. 1987.
- DEFELIPO, B. V.; RIBEIRO, A. C. Análise química do solo (metodologia). **Cadernos de Extensão**. 2ª edição. UFV – Imprensa Universitária. 1997.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. **Principais depósitos minerais do Brasil**. 4 v. (v. 2) il. Brasília, 1986.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral.: **Sumário Mineral**, vol. 4, 101 p., Brasília, 1984.
- DONAGEMMA, G. K. **Pré-Tratamento na Análise Textural Visando a**

- Minimização do Pseudo-Silte em Latossolo de Minas Gerais.** (Tese de Mestrado), Viçosa: UFV. 2000. 89p.: il.
- DOOR II, J. van N. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. **Avulso da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro (81): 1-31, 1957.
- EMATER-Paraná. **Tabela para transformação de resultados analíticos e interpretação de resultados por José Oleynik, Nestor Bragagnolo, Udo Bublitz.** 2ª ed. Curitiba, 1989. 27p.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema brasileiro de classificação de solos.** – Brasília: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. xxvi, 412p.: il.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solo.** – Centro Nacional de Pesquisa de Solos. – 2 ed. rev. Atual. – Rio de Janeiro, 1997. 212p.: il.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos – EMBRAPA – SNLCS. **Anais da III Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação de Aptidão Agrícola.** Minas Gerais, 1988.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos – EMBRAPA – SNLCS. **Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidades de mapeamento;** normas em uso pelo SNLCS. Rio de Janeiro, 1988. 67p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos – EMBRAPA – SNLCS. **Definição e notação de horizontes e camadas de solo.** Rio de Janeiro, 1988. 54p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos – EMBRAPA – SNLCS. **Levantamento de Reconhecimentos dos Solos do Estado do Paraná.** Tomo I. Rio de Janeiro, 1984. 414p.
- ESSER, K. B.; BOCKHEIM J. G.; HELMKE, P. A. Trace element distribution in soils formed in the Indiana dunes, U.S.A. 1991. **Soil Sci.** 152:340-350.
- FABRIS, J. D.; COEY, J. M. D. Espectroscopia Mössbauer do Fé e medidas magnéticas na análise de geomateriais. **Tópicos em Ciência do Solo.** Volume II. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 2000.
- FABRIS, J. D.; JESUS FILHO, M. F. de; MUSSEL, W. da N.; COEY, J. M. D.; GOULART, A. T. Iron-rich spinels from Brazilian soils. **Hyperfine Interactions** 110: 23-32. 1997.
- FABRIS, J. D.; MUSSEL, W. da N.; COEY, J. M. D.; JESUS FILHO, M. F. de; GOULART, A. T. Mg-rich iron oxide spinels from tuffite. **Hyperfine Interactions** 110: 33-40. 1997.
- FERNANDES, R. B. A. **Atributos Mineralógicos, Cor, Adsorção e Dessorção de Fosfatos em Latossolos do Sudeste Brasileiro.** (Tese de Doutorado) Viçosa: UFV, 2000. 265p.: il.
- FERREIRA, S. A. D. **Relação entre magnetismo e teores de elementos traços em solos de duas regiões de Minas Gerais.** Viçosa, MG, UFV, 1991. 94p. (Tese M.S.)
- FERREIRA, S. A. D.; SANTANA, D. P.; FABRIS, J. D.; CURTI, N.; NUNES FILHO, E.; COEY, J. M. D. Relações entre magnetização, elementos traços e litologia de duas sequências de solos do estado de Minas Gerais. **R. bras. Ci. Solo**, 18:167-174, 1994.

- FEY, M. V. & LE ROUX, J. Properties and quantitative estimation of poorly crystalline components in sesquioxidic soil clays. **Clays Clay Miner.**, 25:285-294, 1977.
- FITZPATRICK, R. W. & SCHWERTMANN, U. Al-substituted goethite – an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. **Geoderma**, 27:335-47, 1982.
- FONTES, L. E. F.; FONTES, Maurício Paulo F. **Glossário de Ciências do Solo**. Viçosa: UFV, Departamento de Solos, 1992. 142p.: il.
- FONTES, M. P. F. **Iron oxide mineralogy in some brazilian oxisols**. Raleigh, North Carolina State University, 1988. 175p. (Tese Ph.D.).
- FONTES, M. P. F., WEED, S. B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. Mineralogy. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 55, p.1143-1449, 1991.
- FONTES, M. P. F.; OLIVEIRA, T. S. de; COSTA, L. M. da; CAMPOS, A. A. G. Magnetic separation and evaluation of magnetization of Brazilian soils from different parent materials. 2000. **Geoderma** 96:81-99.
- FONTES, M. R.; RESENDE, M.; RIBEIRO, A. C. Concreções ferruginosas de alguns solos brasileiros I; caracterização química. **R. bras. Ci. Solo**, 9:113-117, 1985.
- GROSSE, E. & CORRÊA JÚNIOR, F. de A. B. O minério de ferro da Fazenda da Fábrica da Companhia de Mineração de Ferro e Carvão S.A., distrito de São Julião, município de Ouro Preto, Estado de Minas Gerais. **Mineração Metalurgia**, Rio de Janeiro, 11 (65): 267-72, 1946.
- GUALBERTO, V.; RESENDE, M.; CURI, N. Química e mineralogia de Latossolos, com altos teores de ferro, da Amazônia e do planalto central. **R. bras. Ci. Solo**, 11:245-252, 1987.
- GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 372p.: il.
- GUILD, P. W. **Geologia e recursos minerais do quadrilátero ferrífero, estado de Minas Gerais, Brasil**. Traduzido por Aluizio Licínio de M. Barbosa. Departamento nacional de produção mineral, 1960.
- GUILD, P. W. Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. **Geological Survey Professional Paper**, Washington (290):1-90, 1957.
- GUIMARÃES, D. Gênese do minério de ferro do Quadrilátero Central de Minas Gerais. **Publicação da Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos**, Ouro Preto (1):11-28, 1961.
- HALBACH, K. Design of permanent multipole magnets with oriented rare-earth cobalt material. **Nuclear Instruments & Methods**, 169(1):1-10, 1980.
- JAMES, H. L. Sedimentary Facies of Iron Formation: **Economic Geol.**, v. 49, n. 3, p. 235-293, illus., est. Lancaster, Pa-1954.
- JEPSON, W. B. Structural iron in kaolinites and associated ancillary minerals. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A., SCHWERTMANN, U., eds. **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht, Reidel, 1988. p.467-536.
- JING-SHENG, C.; BAO-SHAN, D.; MAO, P.; XUE-JUN, W.; SHUI-QUAN, Z.; QUN, He. Geographical tendencies of trace element contents in soil derived from granite, basalt and limestone of Eastern China. 1993. *Pedosphere*, 3:45-55.
- JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS-JCPDS. **Selected powder diffraction data for minerals**. Pennsylvania, 1974. 833p.
- KÄMPF, N. **Die eisen oxid mineralogie einer klimasequenz von boden aus eruptiva in Rio Grande do Sul, Brasilien**. Lehrstuhle für Bodenkunde der

- Technischen Universitat Munchen in Weihenstepha, 1981. 271p. (Tese Ph.D.).
- KÄMPF, N. **Ferro em Latossolos: Métodos e estudos**. Palestra apresentada no Simpósio Evolução dos Latossolos. VI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador, Bahia, 19 a 25/10/1997. Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- 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.; KLAMT, E. **Mineralogia e gênese de Latossolos (oxisols) e solos podzólicos da região nordeste do Planalto Sul-Riograndense**. *Rev. bras. Ci. Solo*, 2: 68-73.
- KÄMPF, N., SCHWERTMANN, U. The 5 M NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, Boulder, v. 30, n. 6, p.401-408, 1982.
- KÄMPF, N., SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their application in classification of kaolinite soils. **Geoderma**, 29:27-39. 1983.
- KÄMPF, N., SCHWERTMANN, U. Relações entre óxidos de ferro e a cor de solos cauliniticos do Rio Grande do Sul. **R. Brás. Ci. Solo**, 7:27-31, 1983a.
- KER, J. C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de latossolos do Brasil**. (Tese de Doutorado). Viçosa: UFV, 1995. 181p. il.
- KER, J. C. **Caracterização química, física, mineralógica e micromorfológica de solos brunos subtropicais**. (Tese de Mestrado). Viçosa: UFV, 1988. 149p. il.
- KER, J. C.; MOTTA, P. E. F.; RESENDE, M.; CARVALHO FILHO, A. C. Elementos traços em Latossolos Roxos desenvolvidos de diferentes materiais de origem. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, 24, Goiânia, 1993. *Resumos...* Goiânia, SBCS, 1993. p. 319.
- KER, J. C.; SCHAEFER, C. E. **XXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**. Roteiro da Excursão Pedológica Viçosa – Sete Lagoas. Departamento de Solos da UFV. Viçosa, 1995.
- KLEIN, C.; HURLBUT JR., C. S. **Manual of Mineralogy**. 21st ed/after James D. Dana. 1993. 682p.
- KLUG, H. P. & ALEXANDER, L. E. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. New York, **Wiley & Sons**, 1954, 716p.
- KOHNKE, H. **Soil Physics**. McGraw-Hill Book Company. 1968. 224p.
- KRAUSKOPF, K. B. Geochemistry of micronutrients. In: MORTVEDT, J. J.; GIORDANO, P. M.; LINDSAY, W. M., eds. **Micronutrients in agriculture**. Madison, Soil Science Society of America, 1972. p. 7-40.
- LADEIRA, E. A.; VIVEIROS, José Francisco M. de. Hipótese sobre a estruturação do quadrilátero ferrífero com base nos dados disponíveis. **Sociedade Brasileira de Geologia**, Núcleo Minas Gerais, Boletim no 4, 1984.
- LELIS, M.F.F., Ferritas Dopadas com Níquel ou Cobalto: Síntese, Caracterização e Ação Catalítica na Oxidação do Monóxido de Carbono. UFMG/ICEx/D Q.507(T.185), 2003.
- LEMOS, R. C. de; SANTOS, R. D. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3 ed. Campinas: Sociedade Brasileiro de Ciências do Solo, 1996. 83p.

- LEUPOLD, H. & POTENZIANI, E. Novel high-field permanent-magnet flux sources, **IEEE Transactions on Magnetics**, 23(5):3628-3630, 1987.
- LEUPOLD, H. A. & POTENZIANI, E. & ABELE, M. G. Applications of yokeless flux confinement. **Journal of Applied Physics**, 64(10):5994-5996, 1988.
- McKEAGUE, J. A. **Manual on soil sampling and methods of analysis**. 2. ed. Ottawa, Canadian Soc. of Soil Science, 1978. 212p.
- MEHRA, J. P. & JACKSON, M. L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays Clay Miner.**, 7:317-327, 1960.
- MELFI, A.J., PEDRO, G. & VOLKOFF, B. Natureza e distribuição dos compostos ferríferos nos solos do Brasil. **R. bras. Ci. Solo** 3:47-54, 1979.
- MELFI, A.J., PEDRO, G.; NALOVIC, L.; QUEIROZ NETO, J. P. **Étude sur l'alteration géochimique des itabirites du Brésil. Dissolution du quartz et instabilité de l'hématite primaire en conditions tropicales hydrolysantes.** *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, 3:179-192, 1976.
- MITCHELL, R. L. Trace elements in soils. In: BEAR, F. E., ed. **Chemistry of the soil**. New York, Reinhold, 1964. p.320-368.
- MONIZ, A. C.; BUOL, S. B.; WEED, S. B. Formation of an oxisol-ultisol transition in São Paulo, Brazil II; lateral dynamics of chemical weathering. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 46:1224-1233, 1982.
- MOUKARIKA, A.; O'BRIEN, F.; COEY, J. M. D.; RESENDE, M. Development of magnetic soil from ferroam dolomite. 1991. **Geophys. Res. Lett.** 18, 2043-2046.
- MOURA FILHO, G., RESENDE, M., CRUZ C. D. **ALOCA – Programa de estimativa de minerais do solo**. Versão 1.0. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, 1995, Viçosa. Viçosa: SBCS, 1995 (software).
- MULLINS, C. E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in Soil Science – a review. 1977. **J. Soil Sci.** 28, 223-246.
- MUNSELL COLOR COMPANY. MUNSELL COLOR SOIL CHARTS. Baltimore Md. USA, 1954.
- NALOVIC, L. Étude spectrographique dès éléments traces et leur distribution dans quelques types de sols de Madagascar. *Cah. ORSTOM, Ser. Péd.* 1969. II: 11-17.
- NETTO, A. R. **Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos Brasileiros**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, 1986.
- NORRISH, K. & TAYLOR, R. M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. **J. Soil Sci.**, 12:294-306, 1961.
- OADES, J. M. The nature and distribution of iron compounds in soils. **Soils Fert.**, 26:69-80, 1963.
- OLIVEIRA, G. A. I.; CLEMENTE, L. C.; VIAL, D. S. Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. In **Anais**, II. Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais, Bol. N. 3, 1983, p. 497-505.
- OLIVEIRA, J. B. de; JACOMINE, Paulo K. T.; CAMARGO, Marcelo Nunes. **Classes Gerais de Solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento**. 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 Science**. October 2000. Vol. 165. No. 10. In U.S.A. p. 825-834.
- OLIVEIRA, V de; COSTA, A. M. R. da; AZEVEDO, W. P. de; CAMARGO, M.

- N.; LARACH, J. O. I. DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra.** Rio de Janeiro, 1983. 780p. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 32).
- OZDEMIR, O.; BANERJEE, S. K. A preliminary magnetic study of soil samples from west-central Minnesota. 1982. **Earth Planet. Sci. Lett.** 59, 393-403.
- POMBO, L. C. A.; KLAMT, E.; KUNRATH, I. GIANLUPPI, D. **Identificação de óxidos de ferro na fração argila de Latossolo Roxo.** Rev. bras. Ci. Solo, 6: 13-17, 1982.
- POMERENE, J. B. Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirté and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil. **Geological Survey Professional Paper**, Washington (341-D):1-84, 1964.
- POTSCH, C. **Mineralogia e Geologia.** Rio de Janeiro: Livraria Francisco Alves, 1959. 333p.
- PÖTTER, R. O., KÄMPF, N. **Argilo-minerais e óxidos de ferro em Cambissolos e Latossolos sob regime climático térmico údico no Rio Grande do Sul.** Rev. bras. Ci. Solo, 5:153-159, 1981.
- QUIRK, J. P. & POSNER, A. M. Trace elements by soil minerals. In: NICHOLAS, D. J. D. & EGAN, A. R., eds. **Trace elements in soil-plant-animal system.** New York, Academic Press, 1975. p. 95-107.
- RAMOS, D. P. **Latossolos brasileiros; um novo enfoque para o reconhecimento de características diferenciais.** Piracicaba, SP, ESALQ, 1981. 184p. (Tese D.S.)
- 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.** UFV, Viçosa – MG. 1982. 100p.
- RESENDE, M.; ALLAN, J.; COEY, M. D. The magnetic soils of Brazil. 1986a. **Earth Planet. Sci. Lett.** 78:322-326.
- RESENDE, M.; BAHIA FILHO, A. F. C.; BRAGA, J. M. Mineralogia de 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.; CURI, N.; REZENDE, S. B. de; CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes.** Viçosa: NEPUT, 1995. 304p. :il.
- RESENDE, M.; SANTANA, D. P.; CURI, N. **Pedologia e fertilidade do solo; interação e aplicações.** Lavras, ESAL, 1988a. 81p.
- 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, 1986b. **Proceedings ...** Rio de Janeiro, EMBRAPA, SMSS, ATD, UPR, Pt. 1, p. 78-108.
- RESENDE, M.; SANTANA, D. P.; REZENDE, S. B. Susceptibilidade magnética em Latossolos do sudoeste e sul do Brasil. In: **Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação de Aptidão Agrícola**, 3, Rio de Janeiro, 1988b. **Anais...** Rio de Janeiro, EMBRAPA – SNLCS, p. 233-58.
- RESENDE, M.; SANTANA, D. P.; REZENDE, S. B. Susceptibilidade Magnética em Latossolos do Sudeste e Sul do Brasil. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3, Rio de Janeiro, 1988. **Anais...** Rio de Janeiro, EMBRAPA – SNLCS, SBCS, 1988c. p. 233-258.
- RESENDE, S. B. **Geomorphology, mineralogy, and gênesis of four soils on**

- gneiss in southeastern Brazil.** West Lafayette, Purdue University. 1980. 143p. (Tese Ph.D.).
- SÁNCHEZ, P. A. **Suelos del Trópico – características y manejo.** 1 ed. San José, Costa Rica: IICA, 1981. 660p. (IICA: Serie de libros y materiales educativos; 48).
- SANDERS, B. H. Iron ores at Itabira, Brazil. **Bulletin of the Institution of Mining and Metallurgy**, London (346): 1-23, 1934.
- 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.).
- SANTANA, G. P. de Jesus Filho, M. F.; FABRIS, J. D.; GOULART, A. T. Magnetite and its transformation to hematite in a pedosystem derived from steaite. 1999. **Phys. Chem. Miner.** (Submitted and accepted).
- SANTOS, A. R. **Caracterização mineralógica e avaliação da reserva mineral de alguns nutrientes, em solos sob eucalipto, da região do Vale do Rio Doce.** Viçosa: Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, 1993. 97p.: il.
- SANTOS, G. C. dos. **Sorção e Labilidade de Metais Pesados em Latossolos de Minas Gerais.** Viçosa: Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, 2001. 75p.
- SCHULZE, D. G. & SCHWERTMANN U. The influence of aluminum on iron oxides X. properties of Al; substituted goethites. **Clay Miner.**, 19: 521-539, 1984.
- SCHULZE, D. G. **The identification of iron oxides by differential x-ray diffraction and the influence of aluminum substitution on the structure of goethite.** Weihenrtephan, Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität Nünchen, 1982. 167p. (Tese Ph.D).
- SCHWERTMANN, U & TAYLOR, R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., eds. **Minerals in soil environments.** Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.379-438.
- SCHWERTMANN, U & TAYLOR, R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., eds. **Minerals in soil environments.** Madison, Soil Science Society of America, 1977. p.145-180.
- SCHWERTMANN, U. & FETCHER, H. The influence of aluminum on iron oxides XI; aluminum-substituted maghemite in soils an its formation. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 48:1462-1463, 1984.
- SCHWERTMANN, U. & LENTZE, W. Bodenfarbe and eisenoxidform. **Z. Pflanzenernahr. Bodenkd.**, 115:209-214, 1966.
- SCHWERTMANN, U. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. **Nature**, 212:645-646, 1966.
- SCHWERTMANN, U. Iron oxides in some ferruginous soils of India. 1984b. **Clay Res.** 3:23-30.
- SCHWERTMANN, U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SCHWERTMANN, U., eds. **Iron in soils and clay minerals.** Dordrecht, Reidel, 1988a. p. 267-308.
- SCHWERTMANN, U. Some properties of soil and synthetic iron oxides. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SCHWERTMANN, U., eds. **Iron in soils and clay minerals.** Dordrecht, Reidel, 1988b. p. 203-250.
- SCHWERTMANN, U. The double dehydroxylation peak of goethita. **Thermochim.** 1984a. *Acta* 78:39-46.
- 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.**, v. 139, p. 344-350, 1985.
- SCHWERTMANN, U.; CORNELL, R. M. **Iron Oxides in the Laboratory – Preparation and Characterization**. Weinheim – New York – Basel – Cambridge. 1991, 137p.: il.
- SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R. W.; TAYLOR, R. M.; LEWIS, D. G. The influence of aluminum on iron. Part II. Preparation and properties of Al-Substituted hematites. **Clay Clay Miner.**, 27:105-112, 1979.
- SCHWERTMANN, U.; KODAMA, H.; FISHER, W. R. Mutual interactions between organics and iron oxides. In: HUAN, P. M., ed. **Interactions of soil minerals with natural organic and microbes**. SSSA, Madison, Wisconsin, 1986. p. 223-250.
- SEGALEN, P. Contribution à la connaissance de la couleru des sols sesquioxides de la zone intertropicale; sols jaunes et sols rouges. **Cah. ORSTON, Ser. Pédol.**, 2:113-236, 1969.
- SICEG (Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos). **Semana de estudos geológicos e econômicos do quadrilátero ferrífero**. Ouro Prêto – MG, 1961.
- SINGH, B. & GILKES, R. J. Properties and distribution of iron oxides and their association with minor elements in the soils of south western Australia. **J. Soil Sci.**, 43:77-98, 1992.
- SOARES, M. F. **Caracterização química e mineralógica de concreções ferruginosas de alguns solos brasileiros**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, 1980.
- TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; BARRÓN, V. Phosphate sorption by natural hematites. **European J. Soil Sci.**, 45:45-51, 1994.
- UHLEIN A. & OLIVEIRA, H. O. História geológica do Quadrilátero Ferrífero. **Ciência Hoje**. Vol. 27 – número 160. Maio de 2000. p. 68-71.
- VARAJÃO, C. A. C. **Estudo comparativo das jazidas de bauxitas do quadrilátero ferrífero, MG**. Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências (Dissertação de Mestrado). São Paulo, 1988.
- VARNHAGEN. **História Geral do Brasil**. Pág. 21. 1948.
- VOLKOFF, B. **Os produtos ferruginosos que determinam a cor dos Latossolos da Bahia**. Rev. bras. Ci. Solo, 2: 55-59, 1978.
- VIEIRA, L. S.; SANTOS, Paulo Cezar Tadeu C. dos; VIEIRA, Maria de Nazareth S. **Solos: propriedade, classificação e manejo**. Brasília, MEC/ABEAS, 1988. 154p. (Programa Agricultura nos Trópicos, V. 2).
- XING, B. & DUDAS, M. J. Trace and rare earth element content of White clay soils of the Three River Plain, Heilongjiang Province, P. R. China. 1993. **Geoderma**, 58:181-199.