

QUANTIFICAÇÃO DE ÓXIDOS DE FERRO DE LATOSSOLOS BRASILEIROS POR ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA DIFUSA⁽¹⁾

R. B. A. FERNANDES⁽²⁾, V. BARRÓN⁽³⁾,
J. TORRENT⁽⁴⁾ & M. P. F. FONTES⁽⁵⁾

RESUMO

A cor é um dos principais atributos considerados na classificação dos solos, indicando a riqueza em matéria orgânica e a natureza mineralógica dos óxidos de ferro presentes. Este trabalho teve por objetivo avaliar a capacidade preditiva da cor do solo, determinada pela técnica de refletância difusa, na quantificação dos óxidos de Fe hematita e goethita em diferentes Latossolos brasileiros. Os espectros de refletância separaram os solos mais claros e amarelados dos mais escuros e de coloração vermelha mais intensa, indicando o aumento da refletividade decorrente da redução dos teores dos pigmentos hematita e matéria orgânica. A técnica espectroscópica permitiu a obtenção de valores de matizes mais precisos, com vantagem sobre a Caderneta de Munsell, que fornece dados a intervalos de 2,5 YR. A presença de hematita e goethita nas amostras foi facilmente identificada pela utilização da segunda derivada da função Kubelka-Munk. A similaridade dos espectros desta função, obtida para a terra fina, terra fina tratada com hipoclorito de sódio e fração argila, revela o pequeno efeito da matéria orgânica na expressão das curvas derivativas. Tais resultados indicam que esta técnica pode ser usada sem que seja necessária a separação da referida fração textural, como normalmente observado em outras técnicas de caracterização mineralógica. A segunda derivada da função Kubelka-Munk permitiu ainda a adequada estimativa dos teores de goethita e, principalmente, de hematita presentes nas diferentes amostras.

Termos de indexação: mineralogia de solo, cor, hematita, goethita.

⁽¹⁾ Parte da Tese de Doutorado do primeiro autor, apresentada ao Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa – UFV. Viçosa (MG). Pesquisa efetuada com bolsa da CAPES e PDEE/CAPES. Recebido para publicação em setembro de 2002 e aprovado em janeiro de 2004.

⁽²⁾ Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa – UFV. Av. PH Rolfs s/n, CEP 36570-000 Viçosa (MG). E-mail: raphael@solos.ufv.br

⁽³⁾ Professor Titular do Departamento de Ciencias y Recursos Agrícolas y Forestales, Universidad de Córdoba, Apdo 3048, 14080 Córdoba, Espanha. E-mail: vidal@uco.es

⁽⁴⁾ Professor Catedrático do Departamento de Ciencias y Recursos Agrícolas y Forestales, Universidad de Córdoba. E-mail: torrent@uco.es

⁽⁵⁾ Professor Titular do Departamento de Solos, UFV. E-mail: mpfontes@ufv.br

SUMMARY: QUANTIFICATION OF IRON OXIDES IN BRAZILIAN LATOSOLS BY DIFFUSE REFLECTANCE SPECTROSCOPY

Soil color is one of the central attributes in soil classification because it is related to the organic matter content and iron oxide mineralogy. The objective of this study was to make an evaluation of the predictive capacity of soil color, as determined by diffuse reflectance techniques, to quantify hematite and goethite in different Brazilian latosols (Oxisols). The spectroscopy technique allowed separating yellowish and light colored samples from dark and red ones, indicating an increase in reflectivity with decreasing hematite and organic matter contents. The spectroscopic technique obtained more precise hue values than those established by the Munsell color charts, which only provide data at intervals of 2.5 yr. The presence of hematite and goethite in the soil samples was easily identified by using the second derivative of the Kubelka-Munk function. The similarity in spectra of this function obtained for the total soil (diameter < 2 mm), soil treated with sodium hypochlorite, and clay fraction, points out to a small effect of organic matter on the derivative curves. The results indicate that this technique can be used without a textural separation of the clay fraction, as is routinely performed in other techniques of mineralogical characterization require. Furthermore, the second Kubelka-Munk function derivative allowed an adequate estimation of goethite and, particularly, hematite concentrations in different samples.

Index terms: soil mineralogy, color, hematite, goethite.

INTRODUÇÃO

A cor é um dos principais e mais usados atributos para caracterizar e diferenciar solos, principalmente por sua fácil e direta visualização. Esta propriedade é referência obrigatória em qualquer descrição de perfil e estudo de solos desde o advento da pedologia, sendo comum a utilização de termos referentes a cores em vários sistemas de classificação de solos (Barrón et al., 2000): Terra Rossa (Itália), Red-Yellow Podzol (EUA), Sol Ochreux (França), Braunerde (Alemanha), Tierras Pardas e Suelos Rojos (Espanha) e Red Soil (China). No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999), a cor exerce papel fundamental na subdivisão dos Latossolos e de outras classes de solos. Nos sistemas de classificação de solos da FAO e Soil Taxonomy (Estados Unidos, 1994), são usadas as denominações Rhodo e Xantic para diferenciar os solos de acordo com a cor apresentada.

A cor marrom, vermelha ou amarela dos perfis de solos é resultado da presença de óxidos de ferro, exceto na parte mais superficial, onde a cor pode ser mascarada pelo efeito da matéria orgânica (Bigham & Ciolkosz, 1993; Cornell & Schwertmann, 1996). A cor do solo é um indicador seguro da presença de óxidos de Fe e de outras importantes propriedades do solo que covariam com ela (Resende, 1976; Schwertmann, 1993). Os solos apresentam, em maior ou menor intensidade, as cores individuais mostradas pelos óxidos de Fe ou a combinação delas, quando mais de um destes componentes mineralógicos se encontram presentes.

A íntima relação entre os óxidos de Fe e a cor do solo pode fornecer informações de grande utilidade

em diversas áreas da pedologia, além de permitir a identificação ou mesmo a quantificação destes minerais. A utilização dos dados de cor no estudo dos óxidos de Fe não é recente. Barrón (1985) revela a existência de antigos índices de avermelhamento, citando os trabalhos de Soileau e McCracken (1967), Hurst (1977), Childs et al. (1979) e Tharimarajan (1979). Torrent et al. (1980) comprovaram a utilidade do índice de avermelhamento (IV), baseados na notação Munsell, para prever o conteúdo de hematita em alguns solos vermelhos da Espanha. Outro IV, proposto por Madeira et al. (1997), foi usado com sucesso para estimar a concentração de hematita em solos brasileiros. Santana (1984), por sua vez, sugere o uso do fator de avermelhamento (FV), cuja forma de cálculo proporciona maior peso ao matiz, em comparação com o valor e o croma. Já Fontes & Weed (1996) verificaram correlação significativa ($r = -0,95$, $p < 0,001$) entre o IV (Torrent et al., 1980) e a relação goethita/(goethita+hematita) para algumas argilas de solos brasileiros bastante intemperizados.

No caso de solos muito intemperizados, como é o caso dos Latossolos brasileiros, a predominância quase absoluta dos óxidos hematita e goethita é uma garantia adicional da viabilidade e potencial de uso dos dados proporcionados pela cor na quantificação destes dois constituintes mineralógicos.

No campo, a determinação da cor é normalmente efetuada pela comparação visual de cores, usando a caderneta de Munsell. Apesar de ser essa descrição suficiente para a maioria dos trabalhos de levantamento e classificação de solos, uma avaliação mais precisa em laboratório permite obter informações valiosas e de caráter quantitativo. É

possível que uma das maiores limitações das informações obtidas na avaliação da cor com a utilização da caderneta de Munsell seja a grande distância entre duas páginas consecutivas dos padrões de cores, o que obriga a interpolações nem sempre adequadas (Sánchez-Marañón et al., 1995).

O solo pode ser considerado uma mistura de partículas minerais e orgânicas que parcialmente absorvem e dispersam a luz incidente (Barrón & Torrent, 1986). Com base neste princípio e em trabalhos prévios, Torrent & Barrón (1993) propuseram a determinação, em laboratório, da cor de amostras de solo pela espectroscopia de refletância difusa, usando os mesmos aparelhos espectrofotométricos comuns de laboratórios, com pequenas adaptações.

Nestas avaliações, a luz que incide sobre uma amostra de solo é refletida de maneira difusa. Uma vez recolhida e analisada, proporciona um espectro, ou curva de refletância, dentro do intervalo de comprimento de onda considerado. A adaptação necessária a um espectrofotômetro convencional de laboratório consiste, basicamente, da incorporação de uma esfera de refletância, que permite coletar o fluxo de luz refletido da amostra analisada, levando as informações coletadas, em cada comprimento, diretamente ao aparelho, para posterior obtenção de dados.

A segunda derivada da função Kubelka-Munk tem-se destacado como uma das mais promissoras dentre as possibilidades da aplicação quantitativa dos dados obtidos de cor por meio da técnica de refletância difusa (Kosmas et al., 1984; Scheinost et al., 1998; Barrón et al., 2000). Esta curva derivativa apresenta bandas definidas por mínimos e máximos, identificadas em determinados intervalos de comprimento de onda, que são associadas aos minerais dos solos, em especial a goethita e hematita (Figura 1). A sensibilidade desse procedimento matemático foi comprovada por Scheinost et al. (1998), que observaram que a adição de 0,05 % de qualquer um destes óxidos de Fe a uma amostra de solo desferrificado promoveu modificação significativa e possível de ser detectada e medida nas curvas obtidas.

Dentro desse enfoque, o objetivo do presente trabalho foi avaliar a capacidade da técnica de espectroscopia de refletância difusa na quantificação dos óxidos de Fe hematita e goethita em diferentes Latossolos e o efeito da matéria orgânica e da natureza da amostra avaliada nos resultados obtidos.

MATERIAL E MÉTODOS

Descrição dos locais de coleta das amostras de solo

Amostras de treze solos (Quadro 1) foram coletadas dos horizontes A e B de Latossolos de diferentes

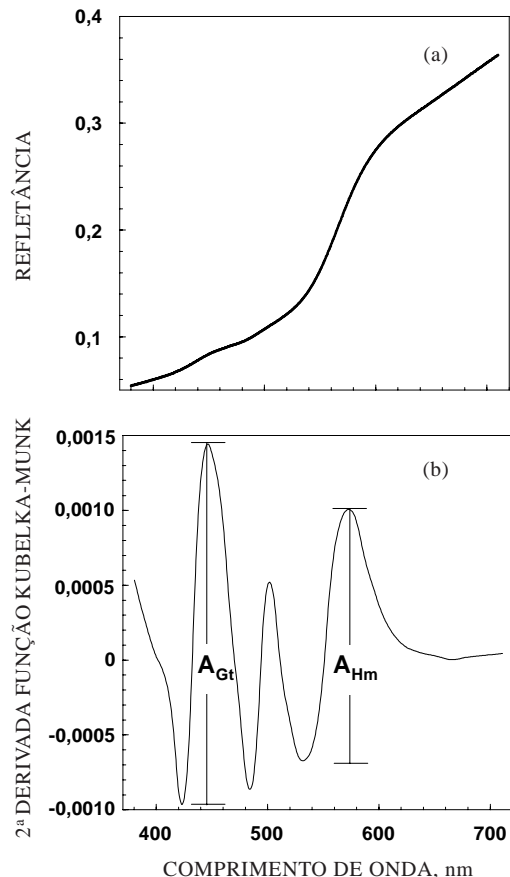


Figura 1. Espectro de refletância difusa (a) e correspondente segunda derivada da função Kubelka-Munk (b), com a indicação da medida da amplitude (A) atribuída à goethita (A_{Gt}) e hematita (A_{Hm}).

características mineralógicas, nos estados de Minas Gerais, São Paulo e Espírito Santo.

Caracterização dos solos

As amostras dos solos foram submetidas à caracterização física, química e mineralógica. A análise textural foi efetuada pelo método da pipeta (EMBRAPA, 1997) e o carbono orgânico pelo método Walkley-Black (Defelipo & Ribeiro, 1981). A quantificação dos óxidos de ferro foi obtida pelo método da alocação (Resende et al., 1987), com utilização do software ALOCA (Moura Filho et al., 1995), a partir dos dados do ataque sulfúrico (EMBRAPA, 1997) e da difração de raios-X (equipamento SIEMENS D-5000, com monocromador de grafite, radiação $CoK\alpha$ e operado a 40 kV e 25 mA). A relação hematita/(hematita + goethita) ($Hm/(Hm + Gt)$), usada nos cálculos do software ALOCA, foi estabelecida a partir dos concentrados em óxidos de Fe, obtidos a partir da dissolução seletiva com $NaOH$ 5 mol L^{-1} (Kämpf & Schwertmann, 1982), utilizando a equação proposta por Torrent & Barrón (1999, informação pessoal),

Quadro 1. Identificação dos locais de coleta das amostras e características dos solos avaliados

Id. ⁽¹⁾	Classificação EMBRAPA (1999) e ESTADOS UNIDOS (1994)		Localização	Material de origem	-g kg ⁻¹ solo - g kg ⁻¹ argila-					
					Argila	CO ⁽³⁾	Gt ⁽⁴⁾	Hm ⁽⁴⁾	Hm/Gt + Hm ⁽⁴⁾	
1	LV	S1a ⁽²⁾ S2b	Latossolo Vermelho distrófico (Rhodic Acrudox)	Igarapava (SP)	Basalto e arenito	430 280	13,1 4,2	66 36	139 183	0,68 0,84
2	FX	S3a S4b	Plintossolo Háplico (Plinthaquox)	Romaria (MG)	Material retraba- lhado sobre arenito	680 680	19,2 8,8	10 5	0 0	0 0
3	LB	S5a S6b	Latossolo Bruno (Xantic Hapludox)	Poços de Caldas (MG)	Rocha alcalina	730 830	17,9 4,7	43 50	0 0	0 0
4	LV	S7a S8b	Latossolo Vermelho distrófico (Rhodic Hapludox)	Sete Lagoas (MG)	Sedimento detritico lateritico	720 810	25,6 11,5	46 46	59 63	0,56 0,58
5	LVA	S9a S10b	Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (Typic Hapludox)	São Gotardo (MG)	Sedimento detri- tico lateritico tuftito	620 750	29,5 12,2	137 152	0 0	0 0
6	LV	S11a S12b	Latossolo Vermelho acriférrico (Rhodic Hapludox)	Capinópolis (MG)	Basalto	350 470	14,6 4,0	73 75	117 111	0,62 0,6
7	LV	S13a S14b	Latossolo Vermelho eutrófico (Rhodic Eutrudox)	Barroso (MG)	Calcário	310 320	26,4 6,1	69 66	69 83	0,5 0,56
8	LA	S15a S16b	Latossolo Amarelo distrófico (Xantic Hapludox)	São Gotardo (MG)	Sedimento detritico lateritico	890 860	25,4 10,8	49 52	0 0	0 0
9	LV	S17a S18b	Latossolo Vermelho acriférrico (Rhodic Hapludox)	Abre Campo (MG)	Gnaiss e material máfico	560 700	39,4 18,2	83 84	110 112	0,57 0,57
10	LVA	S19a S20b	Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico Húmico (Humic Hapludox)	Realeza (MG)	Gnaiss	760 800	38,3 3,7	91 116	43 43	0,32 0,27
11	LVA	S21a S22b	Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (Typic Hapludox)	Viçosa (MG)	Gnaiss	610 670	44,5 5,7	94 96	23 37	0,2 0,28
12	LV	S23a S24b	Latossolo Vermelho acriférrico (Rhodic Acrudox)	Belo Horizonte (MG)	Itabirito	80 110	19,6 11,6	219 290	326 389	0,6 0,57
13	LA	S25a S26b	Latossolo Amarelo coeso (Xantic Kandiudox)	Linhares (ES)	Sedimentos argilo- arenosos	170 340	9,8 4,8	44 49	0 0	0 0

⁽¹⁾ Identificação. ⁽²⁾ a, b = amostra proveniente dos horizontes A e B, respectivamente. ⁽³⁾ CO = carbono orgânico. ⁽⁴⁾ Determinação com base em análises químicas e de difração de raios-X.

com base nas áreas sob a reflexão (111) da goethita (AGt111) e sob a reflexão (110) da hematita (AHm110): $Hm/(Hm + Gt) = 0,48 + 0,4422 \times \log (AGt111/AHm110)$.

Caracterização da cor dos solos

Determinação no campo: caderneta de Munsell

A determinação da cor foi efetuada no campo em amostras de solo úmido, empregando-se a caderneta de Munsell. A partir da avaliação de matiz, croma e valor, foram calculados os índices de avermelhamento: IV1 (Torrent et al., 1980), IV2 (Barrón & Torrent, 1986), e fator de avermelhamento (FV) (Santana, 1984).

Determinação em laboratório: espectroscopia de refletância difusa

As características quantitativas ligadas à cor dos solos foram determinadas segundo a técnica da espectroscopia de refletância difusa. Informações práticas para a utilização do método de preparo das

amostras, bem como de dados relativos ao porta-amostra utilizado, preparo e seleção de brancos (padrões), instrumentais a serem acoplados ao espectrofotômetro convencional, condições de leitura e fatores que interferem na determinação, são apresentadas por Torrent & Barrón (1993) e Barrón et al. (2000).

As amostras tiveram seus espectros registrados a intervalos de 0,5 nm no intervalo de comprimento de onda de 380 a 710 nm em um espectrofotômetro VARIAN, modelo CARY 1E, com uma esfera integradora acoplada de 73 mm de diâmetro. O branco (padrão) usado como valor de referência foi o sulfato de bário (*Merck White Standard*, DIN 5033), cuja refletância foi ajustada a 100 %.

As amostras de solo submetidas à análise consistiram de, aproximadamente, um grama dos seguintes materiais: (1) TFSA (< 2,0 mm) (TFSA), (2) TFSA tratada com hipoclorito de sódio para a eliminação da matéria orgânica (TFSAh); (3) argila (ARG) e (4) argila concentrada em óxidos de Fe (CONC). Todos os materiais foram finamente

tritutados em moinho de bolas e, em seguida, submetidos à trituração manual em almofariz de ágata, até não mais se notar alteração de cor do material com a passagem do pistilo. O material fino foi montado no orifício de um suporte plástico de cor branca, pela pressão do solo contra um papel não-liso (de maneira a minimizar a orientação preferencial das partículas) com a utilização de um pequeno peso.

Os dados dos espectros de refletância (R) foram transformados em formato ASCII e, posteriormente, analisados por uma série de programas BASIC-DOS (Barrón, 1998). Esses procedimentos informatizados permitiram obter a função Kubelka-Munk [$f(KM) = (1-R)^2/2R$] e sua respectiva segunda derivada (Kosmas et al., 1984; Scheinost et al., 1998). Nos espectros da segunda derivada da função Kubelka-Munk, foram mensuradas as amplitudes de bandas associadas aos comprimentos de onda 420 e 450 nm e de 530 a 570 nm, relacionadas, respectivamente, com a goethita (A_{Gt}) e hematita (A_{Hm}) (Figura 1). Os valores de A_{Gt} e A_{Hm} foram correlacionados com a quantidade estimada dos referidos minerais, como sugerido por Scheinost et al. (1998).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Caracterização da cor no campo

Os matizes observados no campo variaram de 10 R a 5 Y (Quadro 2), extremos associados, respectivamente, às amostras correspondentes ao LV proveniente do Itabirito (S23a e S24b) e ao horizonte superficial do LB (S5a). Esta variação de matizes é coerente com a amplitude normalmente verificada nas distintas classes de Latossolos reconhecidas no Brasil.

Nos solos em que a goethita foi o único óxido de Fe identificado, o matiz foi sempre mais amarelo que 7,5 YR. As amostras S19a e S21a, provenientes de horizontes superficiais, foram as únicas que, mesmo contendo hematita, apresentaram tonalidades mais amarelas que este limite de matiz. Tal comportamento provavelmente é associado ao baixo conteúdo de hematita presente nestas amostras. Todos os Latossolos Vermelhos avaliados apresentaram horizontes B com matizes 2,5 YR ou mais vermelhos. No que se refere ao horizonte superficial, as amostras S7a e S13a não seguiram

Quadro 2. Cores úmidas dos solos avaliados em campo com caderneta de Munsell

		Cor úmida			Índice			Hm/Hm + Gt
		Matiz (M)	Valor (V)	Croma (C)	IV1 ⁽¹⁾	IV2 ⁽²⁾	FV ⁽³⁾	
LV	S1a ⁽⁴⁾	2,5 YR	2,5	4,0	12,0	6.912	9,1	0,68
	S2b	2,5 YR	2,5	4,0	12,0	6.912	9,1	0,84
FX	S3a	2,5 Y	5,0	2,0	0	0	0	0
	S4b	2,5 Y	6,0	2,0	0	0	0	0
LB	S5a	5 Y	3,0	2,0	0	0	0	0
	S6b	2,5 Y	4,0	4,0	0	0	0	0
LV	S7a	5 YR	3,0	3,0	5,0	514	6,0	0,56
	S8b	2,5 YR	3,0	4,0	10,0	2.315	8,8	0,58
LVA	S9a	10 YR	4,0	4,0	0	0	1,0	0
	S10b	10 YR	5,0	6,0	0	0	1,2	0
LV	S11a	2,5 YR	2,5	4,0	12,0	6.912	9,1	0,62
	S12b	2,5 YR	2,5	4,0	12,0	6.912	9,1	0,60
LV	S13a	7,5 YR	3,0	2,0	1,7	43	3,2	0,50
	S14b	2,5 YR	3,0	6,0	15,0	3.472	9,5	0,56
LA	S15a	2,5 Y	4,0	4,0	0	0	0	0
	S16b	10 YR	5,0	6,0	0	0	1,2	0
LV	S17a	2,5 YR	2,5	4,0	12,0	6.912	9,1	0,57
	S18b	2,5 YR	2,5	4,0	12,0	6.912	9,1	0,57
LVA	S19a	10 YR	2,0	2,0	0	0	1,0	0,32
	S20b	5 YR	4,0	6,0	7,5	183	6,5	0,27
LVA	S21a	10 YR	2,0	2,0	0	0	1,0	0,20
	S22b	5 YR	4,0	6,0	7,5	183	6,5	0,28
LV	S23a	10 R	2,5	2,0	8,0	8.192	10,8	0,60
	S24b	10 R	2,5	2,0	8,0	8.192	10,8	0,57
LA	S25a	2,5 Y	3,0	2,0	0	0	0	0
	S26b	2,5 Y	4,0	4,0	0	0	0	0

⁽¹⁾ IV1 = [(10 - M*) x (C/V)] (Torrent et al., 1980). ⁽²⁾ IV2 = [(10 - M*)³ x (C x 10³)] / (V x 10⁶) (Barrón, 1982). ⁽³⁾ FV = [(10 - M*) + (C/V)] (Santana, 1984). ⁽⁴⁾ a, b = amostra proveniente dos horizontes A e B, respectivamente. C = croma. V = valor. M* = matiz em escala YR (2,5 Y=12,5; 10 YR=10; 7,5 YR=7,5; 5 YR=5; 2,5 YR = 2,5).

esta tendência, apresentando matizes de 5 YR e 7,5 YR, respectivamente.

Os diferentes índices de avermelhamento avaliados a partir das observações de campo correlacionaram-se significativamente com a relação $Hm/(Hm + Gt)$ e com o teor de hematita (Quadro 3). As correlações com o percentual deste óxido de Fe foram sempre incrementadas com a retirada do LV do Itabirito, indicando uma limitação da técnica de refletância difusa para amostras de alto teor de óxidos de Fe. Essa riqueza em Fe_2O_3 promove a saturação da cor, fenômeno que começa a expressar-se próximo aos 15 % de hematita (Figura 2), valor intermediário entre os 20 % observados por Ker (1995) e os 10 % verificados por Dick (1986), ambos em trabalhos com Latossolos brasileiros.

Caracterização da cor em laboratório

Espectroscopia de refletância difusa

Os solos avaliados apresentaram ampla variação, do amarelo ao vermelho. Como esperado, os maiores valores de refletância (R) corresponderam a solos mais claros e amarelados, e os menores valores, aos mais escuros e de coloração vermelha mais intensa (Figura 3). O espectro de maior refletividade correspondeu ao solo de maior valor avaliado em campo (Quadro 2) - o Plintossolo (S4b), enquanto os de menor refletividade estiveram associados ao Latossolo Vermelho do Itabirito (S23a e S24b).

A tendência verificada na avaliação dos espectros (Figura 3) confirma o aumento da refletividade decorrente da redução dos teores dos pigmentos hematita e matéria orgânica (S4b, S16b, S26b, S20b, S22b). Por outro lado, o aumento dos teores de hematita apresenta contribuição oposta (S12b, S2b, S24b).

Dentre as amostras estudadas, três foram selecionadas para discussão da participação dos óxidos de Fe na expressão da cor. Foram escolhidos, um Latossolo Vermelho (S1a, Figura 4a), com predomínio de hematita sobre goethita ($Hm/(Hm + Gt) = 0,68$); um Latossolo Vermelho-Amarelo

Quadro 3. Correlações lineares entre índices de avermelhamento (IV) estimados a partir das observações de campo (caderneta de Munsell) e teor de hematita e a relação $Hm/(Hm + Gt)$

		IV1 ⁽¹⁾	IV2 ⁽²⁾	FV ⁽³⁾
Hm/Hm + Gt	n = 26	0,87	0,81	0,91
Hematita (%)	n = 26	0,59 ⁽⁴⁾	0,84	0,78
	n = 24 ⁽⁵⁾	0,87	0,90	0,88

⁽¹⁾ Torrent et al. (1980). ⁽²⁾ Barrón & Torrent (1986). ⁽³⁾ Santana (1984). ⁽⁴⁾ $p < 0,01$, todos os demais $p < 0,001$. ⁽⁵⁾ Com a retirada das amostras referentes ao LV derivado do itabirito (S23a, S24b).

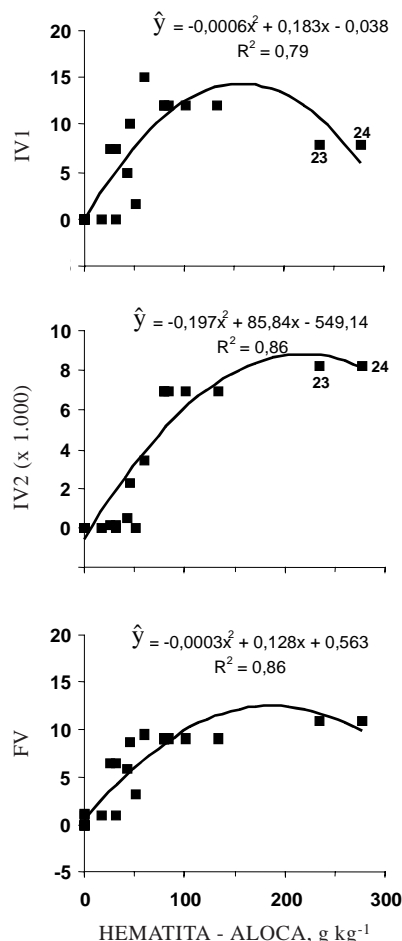


Figura 2. Relação entre índices de avermelhamento estimados a partir das observações de campo e teor de hematita. IV1 (Torrent et al., 1980); IV2 (Barrón & Torrent, 1986); FV: fator de avermelhamento (Santana, 1984).

(S9a, Figura 4b), que apresenta a goethita como único óxido de Fe ($Hm/(Hm + Gt) = \text{zero}$), e outro Latossolo Vermelho (S13a, Figura 4c), com equivalência dos teores de hematita e goethita ($Hm/(Hm + Gt) = 0,50$). Todas as amostras selecionadas foram representativas de horizontes superficiais, de modo a permitir considerações acerca do efeito da matéria orgânica nos espectros obtidos.

O efeito pigmentante da matéria orgânica foi verificado em todas as amostras. O espectro da refletância difusa (R) da TFSAh apresentou sempre maior refletividade que aquele referente à amostra sem tratamento com o hipoclorito (TFSA). O maior distanciamento das curvas de TFSA e TFSAh verificado nas amostras S9a e S13a é relacionado com os maiores teores de carbono orgânico (CO) destes solos (29,5 e 26,4 $g\ kg^{-1}$, respectivamente). Por outro lado, a amostra S1a, com menos da metade do teor de CO dos solos anteriores (13,1 $g\ kg^{-1}$), apresentou menor distanciamento das referidas curvas.

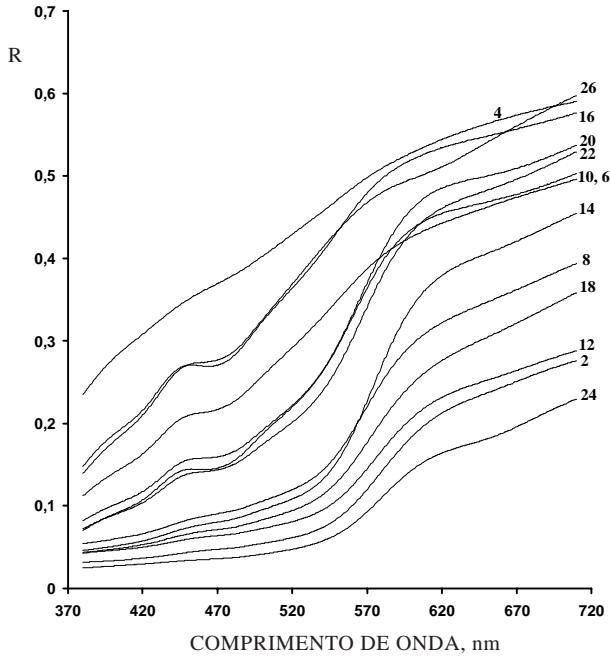


Figura 3. Espectros de refletância difusa (R) das amostras de TFSA correspondentes aos horizontes B estudados.

O comportamento espectral (R) da ARG foi semelhante ao da TFSA nas amostras S9a e S13a, indicando o poder de pigmentação dos componentes da fração argila como determinante na expressão da cor dos solos. A maior refletividade desta fração textural observada para a amostra S1a (Figura 4a) pode ser atribuída à presença de minerais mais escuros nas frações mais grosseiras da terra fina deste solo, que, quando moídos, proporcionam maior avermelhamento ou escurecimento da amostra. A magnetita e ilmenita, minerais normalmente presentes em solos derivados de basalto, poderiam ser consideradas neste contexto. Entretanto, a falta de difratogramas de raios-X destas frações grosseiras impede comentário mais conclusivo.

O quadro 4 apresenta os coeficientes de cor do sistema Munsell dos diferentes materiais de solo (TFSA, TFSAh, ARG e CONC), obtidos a partir dos espectros de refletância difusa. A remoção da matéria orgânica promoveu, salvo poucas exceções, a redução, em escala YR, dos valores de matiz da terra fina. Para croma e valor, também com poucas exceções, foram verificados o incremento ou a similaridade destes coeficientes após o referido tratamento.

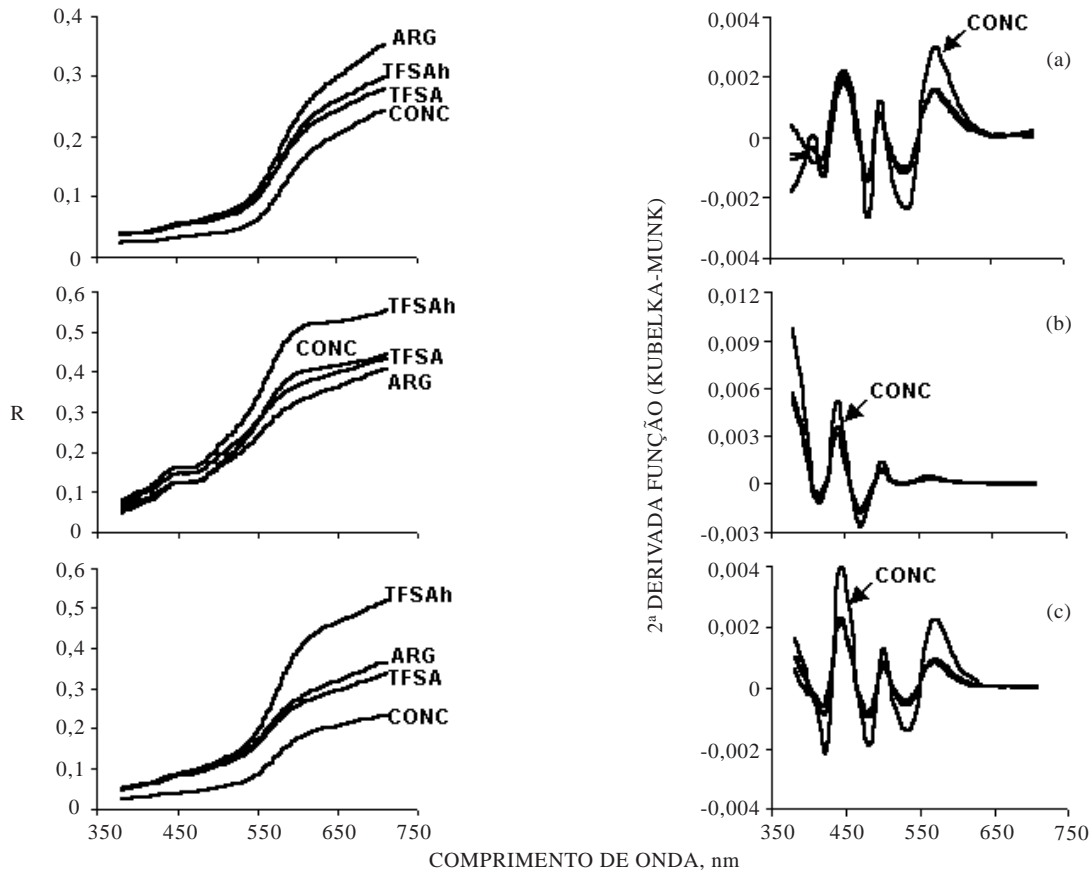


Figura 4. Espectros de refletância difusa e correspondente segunda derivada da função Kubelka-Munk (f(KM)) para a terra fina seca ao ar (TFSA) e terra fina tratada para a eliminação de matéria orgânica (TFSAh), fração argila (ARG) e fração argila concentrada em óxidos de ferro (CONC) dos solos: a) LV (S1a), b) LVA (S9a) e c) LV (S13a).

Quadro 4. Coeficientes de cor do sistema Munsell obtidos em diferentes materiais avaliados em laboratório por meio da refletância difusa

Id. ⁽¹⁾		TFSA ⁽²⁾			TFSAH ⁽³⁾			Fração argila			Argila concentrada ⁽⁴⁾		
		Matiz	Valor	Croma	Matiz	Valor	Croma	Matiz	Valor	Croma	Matiz	Valor	Croma
LV	S1a	4,2 YR	4,0	5,2	3,7 YR	4,0	5,5	3,7 YR	4,2	5,9	3,1 YR	3,3	5,4
	S2b	3,7 YR	3,8	5,5	3,5 YR	3,8	5,7	2,9 YR	3,9	5,9	3,0 YR	3,3	5,5
FX	S3a	10,0 YR	7,0	2,4	0,6 Y	7,4	2,7	9,9 YR	6,6	2,3	2,5 Y	7,0	2,0
	S4b	0,3 Y	7,2	2,2	0,3 Y	7,6	2,5	9,7 YR	7,2	2,4	0,1 Y	7,4	2,5
LB	S5a	0,3 Y	6,2	3,5	0,2 Y	6,4	3,2	0,2 Y	6,6	3,4	0,2 Y	6,5	3,2
	S6b	0,1 Y	6,4	3,6	3,0 Y	6,3	3,4	9,6 YR	6,8	3,8	9,4 YR	6,7	4,2
LV	S7a	5,9 YR	4,9	5,1	3,4 YR	5,1	6,5	5,3 YR	4,7	5,0	3,8 YR	3,7	4,8
	S8b	5,1 YR	4,9	5,5	3,3 YR	5,1	6,7	5,2 YR	4,7	4,9	3,6 YR	3,7	5,2
LVA	S9a	9,5 YR	5,8	4,4	8,1 YR	6,5	5,9	9,0 YR	5,5	4,4	9,1 YR	5,9	5,6
	S10b	8,0 YR	6,1	5,5	7,4 YR	6,4	6,1	7,7 YR	5,5	5,1	6,6 YR	5,2	6,3
LV	S11a	4,8 YR	4,1	4,8	4,3 YR	3,9	4,8	3,9 YR	4,3	5,6	2,8 YR	3,2	4,2
	S12b	4,2 YR	4,1	4,9	4,1 YR	4,1	4,8	3,4 YR	4,4	5,8	3,0 YR	3,3	4,6
LV	S13a	7,0 YR	4,8	4,7	4,4 YR	5,4	7,1	6,7 YR	4,9	5,1	5,1 YR	3,7	5,2
	S14b	3,8 YR	5,0	7,0	3,5 YR	5,1	7,2	3,5 YR	4,9	7,0	2,9 YR	4,4	7,5
LA	S15a	0,9 Y	6,6	2,9	0,5 Y	7,5	3,9	0,3 Y	6,2	3,2	1,4 Y	6,4	3,9
	S16b	0,1 Y	7,0	3,6	9,6 YR	7,4	4,0	9,7 YR	6,5	3,5	9,8 YR	6,4	4,9
LV	S17a	5,2 YR	4,4	5,1	3,4 YR	4,6	6,5	4,7 YR	4,3	5,2	3,5 YR	3,3	5,0
	S18b	4,6 YR	4,5	5,5	3,4 YR	4,8	6,4	4,1 YR	4,3	5,4	3,2 YR	3,3	4,8
LVA	S19a	9,0 YR	4,9	3,5	6,6 YR	6,1	5,7	8,5 YR	5,1	3,6	7,4 YR	3,0	3,1
	S20b	6,6 YR	6,2	5,6	6,5 YR	6,4	5,8	6,7 YR	6,4	5,8	4,3 YR	4,1	6,7
LVA	S21a	9,5 YR	5,0	3,4	6,7 YR	6,4	5,7	9,1 YR	5,1	3,3	8,0 YR	3,7	2,8
	S22b	6,3 YR	6,0	5,8	5,3 YR	6,2	6,1	6,4 YR	6,1	5,5	4,4 YR	3,8	5,8
LV	S23a	3,6 YR	3,3	4,5	3,9 YR	3,3	5,1	2,0 YR	3,5	5,3	3,2 YR	3,0	5,0
	S24b	4,0 YR	3,4	5,0	4,1 YR	3,5	5,3	2,8 YR	3,6	5,7	3,0 YR	3,2	5,3
LA	S25a	1,7 Y	6,6	2,3	9,7 YR	7,7	3,5	0,6 Y	5,7	2,5	1,4 Y	5,0	3,7
	S26b	1,2 Y	7,0	3,4	0,7 Y	7,3	4,2	1,0 Y	6,8	3,1	0,3 Y	5,5	5,3

⁽¹⁾ Identificação. ⁽²⁾ Terra fina seca ao ar. ⁽³⁾ Terra fina tratada para a eliminação da matéria orgânica. ⁽⁴⁾ Argila concentrada em óxidos de ferro.

A diversidade na amplitude de valores de matiz obtidos, sem a necessidade de interpolações, que reduz o universo de dados à escala de intervalos de 2,5 YR da Caderneta de Munsell, torna válidas as informações proporcionadas pela técnica da refletância difusa, que podem ser de grande utilidade para determinados estudos de morfologia e mineralogia, em condições de laboratório.

Razoável concordância foi verificada entre os valores de matiz obtidos em campo e os estimados em condições de laboratório. As características intrínsecas de cada uma destas determinações e a utilização de diferentes condições para sua estimativa (solo de estrutura natural e úmido em campo e intensamente triturado e seco em laboratório) obviamente dificultam maior coincidência de resultados. Ainda assim, os coeficientes de correlação entre o matiz estimado em campo e em laboratório foram bastante satisfatórios, exibindo valores de 0,97; 0,91; 0,97 e 0,95 (todos com $p < 0,001$) para com TFSA, TFSAh, ARG e CONC, respectivamente. Ainda que os valores obtidos para TFSA e ARG tenham exibido maior correlação linear com o matiz de campo, a dispersão dos dados (dados

não apresentados) indicou que a determinação espectrofotométrica efetuada na fração argila em laboratório é a que proporciona matizes mais próximos dos obtidos com a caderneta de Munsell para o solo úmido, em condições de campo.

Com respeito unicamente à determinação efetuada em laboratório, correlações significativas (r sempre superiores a 0,90, $p < 0,001$) foram observadas entre os matizes Munsell determinados para os diferentes materiais avaliados (TFSA, TFSAh, ARG e CONC), demonstrando o efeito de pigmentação dos óxidos de Fe, componentes presentes em todos os materiais considerados.

Segunda derivada da função Kubelka-Munk - Análise qualitativa

O diagnóstico da presença ou ausência de hematita e goethita na amostra de solo avaliada é facilmente percebido na análise da curva derivativa (Figura 4). Nas amostras selecionadas, nota-se a ausência da banda correspondente à hematita no solo S9a (Figura 4b), enquanto, para os demais solos, são verificadas as bandas correspondentes aos dois

óxidos de Fe. A maior amplitude da banda referente à hematita na amostra S1a (Figura 4a) em comparação com a amostra S13a (Figura 4c), concordando com a estimativa dos teores deste mineral nestes solos pela alocação (Quadro 1), também confirma a aplicação quantitativa desta técnica.

Os espectros da segunda derivada correspondentes a TFSA, TFSAh e ARG apresentaram comportamento muito semelhante, enquanto CONC exibiu tendência distinta. A similaridade dos espectros da terra fina na presença (TFSA) e ausência da matéria orgânica (TFSAh) indica o pequeno efeito deste componente na expressão das curvas derivativas, mesmo quando comportamentos relativamente distintos foram verificados nos espectros da refletância difusa. No caso da fração argila, a similaridade de seus espectros com TFSA também comprova a aplicabilidade das técnicas derivativas sem que haja necessidade de separação desta fração granulométrica para a estimativa de sua composição mineralógica.

Efeito da matéria orgânica nos coeficientes da cor

O efeito da matéria orgânica foi identificado nas correlações significativas entre as diferenças dos coeficientes de matiz (M) e valor (V) nas amostras TFSA e TFSAh (Δ matiz e Δ valor) e o teor de CO, com $r = 0,62$ ($p < 0,001$) e $r = 0,61$ ($p < 0,001$), respectivamente. Estes resultados revelam a relação direta entre o teor de matéria orgânica e o incremento da diferença observada entre os coeficientes M e V. Os solos discordantes deste comportamento geral corresponderam às amostras S6b (matiz) e S25a (valor). Em ambos os casos, são solos amarelados, de alto valor e baixo croma, para

os quais pequenas quantidades de matéria orgânica podem exercer grande influência de pigmentação.

Para verificar o efeito de maiores teores de matéria orgânica no comportamento espectral de amostras de solo e comprovar a tendência de pouca influência deste componente na segunda derivada da $f(KM)$, como indicado para S1a, S9a e S13a (Figura 4), novas amostras foram selecionadas para análise. Os solos selecionados, um vermelho e outro amarelo, foram os de maior teor de CO dentre os estudados, correspondendo às amostras dos horizontes superficiais S17a (LV) e S21a (LVA), com 39,4 e 44,5 g kg⁻¹ de CO, e relação Hm/(Hm + Gt) de 0,57 e 0,20, respectivamente. Como esperado, as curvas correspondentes aos espectros de refletância difusa (R) de TFSA e TFSAh exibiram nítida diferenciação (Figura 5). A maior discordância observada para a amostra S21a é associada ao seu maior teor de CO, menor teor de Fe₂O₃ (dados não apresentados), menor relação Hm/(Hm + Gt) e maior teor de goethita em comparação com a amostra S17a. Estes fatores podem, assim, ser considerados como os que mais favorecem ou potencializam a influência da matéria orgânica na expressão da cor dos solos.

A análise das curvas de (R) permite ainda verificar que o efeito da matéria orgânica na diminuição da refletividade é mais intenso na segunda metade do espectro, a partir de, aproximadamente, 550 nm. No solo mais goethítico (S21), a refletividade é aumentada em todo o espectro pela natureza mais clara desse pigmento, em comparação com a matéria orgânica. No outro solo, a presença marcante da hematita (mineral de alto poder de pigmentação) proporciona maior aproximação das curvas, sendo a diferenciação verificada apenas na região de maior influência da

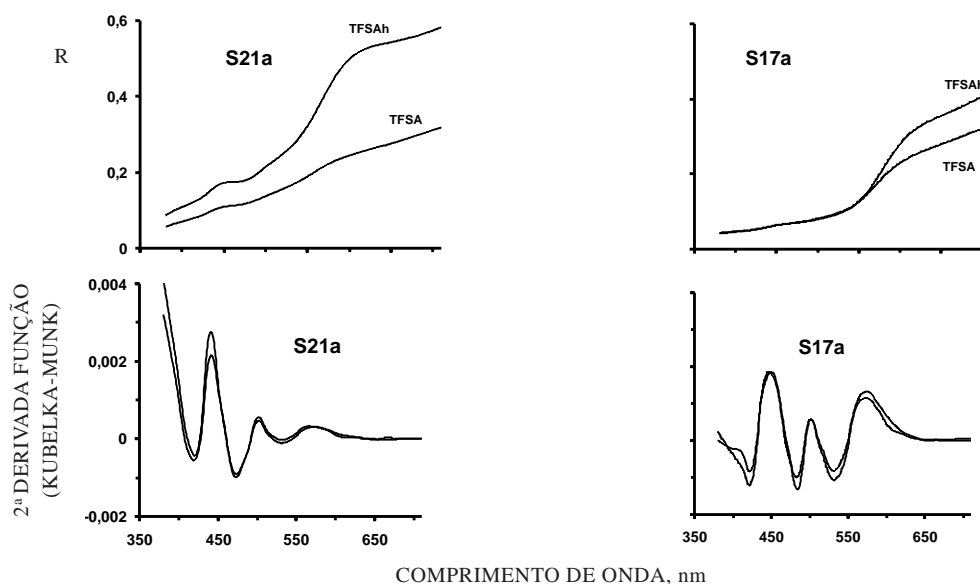


Figura 5. Espectros de refletância difusa (R) e correspondente segunda derivada da função Kubelka-Munk (f(KM)) da terra fina seca ao ar (TFSA) e terra fina tratada com hipoclorito para remoção da matéria orgânica (TFSAh) das amostras S17a (LV) e S21a (LVA).

banda típica deste óxido de ferro, ou seja, a partir de 530 nm.

Ainda que a matéria orgânica não tenha alterado a posição das bandas correspondentes aos óxidos de Fe nas curvas da segunda derivada da $f(KM)$ (Quadro 5), sua presença influenciou a amplitude observada para as amostras com maiores teores de CO, sendo verificada uma variação da ordem de 15 % para a goethita (A_{Gt}) e 20 % para hematita (A_{Hm}). Essas variações de intensidade, semelhantes ao erro de muitos métodos empregados na quantificação dos óxidos de Fe, merecem melhor avaliação e discussão.

Estimativa dos óxidos de ferro a partir da segunda derivada da $f(KM)$

As curvas obtidas a partir do procedimento da segunda derivada da função Kubelka-Munk ($f(KM)$) permitiram a adequada caracterização das principais bandas atribuídas a goethita e hematita. Em termos gerais, verificou-se pouca variação na posição das bandas dos diferentes materiais avaliados (TFSA, TFSAh, ARG e CONC), evidenciando que o comportamento espectral destes óxidos de Fe independe da natureza da amostra. Por outro lado, foi observada uma grande variabilidade de valores de amplitude de bandas entre as diferentes amostras. Essa variação converte-se na base de utilização desse coeficiente como indicador ou estimador da concentração de hematita e goethita presentes nas amostras (Scheinost et al., 1998). Esta possibilidade é comprovada pelos maiores valores de amplitude associados às amostras de argila concentrada, bem como àquelas mais ricas em óxidos de Fe.

Para fins de estimativa, os teores de goethita e hematita (Quadro 1), obtidos a partir de análises químicas e informações de difratometria de raios-X (DRX), foram relacionados, respectivamente, com a amplitude da banda compreendida entre ± 420 e 450 nm, denominada, doravante, A_{Gt} , e entre ± 530

e 570 nm, denominada, doravante, unicamente A_{Hm} (Figura 1b). Foram excluídas das análises as amostras correspondentes ao LV do Itabirito (S23a e S24b), as quais, por apresentarem elevado teor de óxidos de Fe, promoviam a excessiva saturação da cor.

As diferentes equações de regressão que relacionam as amplitudes A_{Gt} e A_{Hm} com o teor dos óxidos de Fe (Quadro 6) apresentaram adequado ajuste para a hematita (equações 1 a 4, Figura 6a), indicando a adequada capacidade preditiva dos procedimentos da segunda derivada da $f(KM)$ na estimativa deste mineral.

Um ajuste menor das equações de regressão foi verificado para a goethita (equações 5 a 8) e pode ser atribuído à maior dispersão dos dados quando se comparou a estimativa deste óxido a partir dos dados químicos e dos difratogramas de raios-X com a obtida a partir da amplitude (A_{Gt}) calculada com os dados de TFSA (Figura 6b).

A menor precisão na estimativa da goethita pode ser associada à presença de determinadas bandas secundárias de hematitas na região de 400 a 480 nm, como indicado por Chavernas (1996) para produtos sintéticos (Figura 7), que, dessa forma, interfeririam na avaliação de A_{Gt} . Como as amostras avaliadas neste estudo foram provenientes de materiais extremamente intemperizados, a contribuição de outros minerais foi considerada menos importante, ainda que, para aqueles solos derivados do basalto (solos 1 e 6, Quadro 1), possam estar presentes outros minerais de Fe que poderiam interferir nesta avaliação. A predominância expressiva da hematita e goethita no total dos óxidos de Fe destes solos permite tal inferência.

A influência da hematita nas bandas da goethita parece ser comprovada, tendo em vista a melhoria no ajuste obtido na estimativa dos teores de goethita com a inclusão de A_{Hm} em novas equações de regressão (Equações 9 a 12 do Quadro 6 e Figura 8).

Quadro 5. Características das bandas atribuídas a goethita e hematita das amostras S17a (LV) e S21a (LVA)

Id. ⁽¹⁾		Goethita (420 a 450 nm)			Hematita (530 a 570 nm)		
		Posição da banda		Amplitude ⁽⁴⁾	Posição da banda		Amplitude
		Mínimo ⁽²⁾	Máximo ⁽³⁾		Mínimo	Máximo	
		nm			nm		
S17a (LV)	TFSA ⁽⁵⁾	422	450	0,0027	531	574	0,0020
	TFSAh ⁽⁶⁾	422	447	0,0031	532	575	0,0024
S21a (LVA)	TFSA	420	441	0,0032	532	567	0,0003
	TFSAh	420	442	0,0027	532	574	0,0004

⁽¹⁾ Identificação. ⁽²⁾ Ponto de inflexão coincidente com o limite inferior da banda (nm). ⁽³⁾ Ponto de inflexão coincidente com o limite superior da banda (nm). ⁽⁴⁾ Distância entre o mínimo e máximo (Figura 1b). ⁽⁵⁾ Terra fina seca ao ar. ⁽⁶⁾ Terra fina tratada para a eliminação da matéria orgânica.

Quadro 6. Equações de regressão da estimativa do teor dos óxidos de ferro a partir das amplitudes observadas nos espectros da segunda derivada da função Kubelka-Munk (n = 24)

Material	Equação	Hematita (g kg ⁻¹)	R ²
TFSA ⁽¹⁾	1	Hm = -1,6 + 36.320 x A _{Hm} ⁽⁵⁾	0,94
TFSAh ⁽²⁾	2	Hm = -1,9 + 33.796 x A _{Hm}	0,92
ARG ⁽³⁾	3	Hm = -0,7 + 33.090 x A _{Hm}	0,91
CONC ⁽⁴⁾	4	Hm = -7,2 + 17.807 x A _{Hm}	0,88
		Goethita (g kg⁻¹)	
TFSA	5	Gt = 5,7 + 18.607 x A _{Gt} ⁽⁵⁾	0,63
TFSAh	6	Gt = 6,3 + 17.916 x A _{Gt}	0,60
ARG	7	Gt = 3,8 + 19.568 x A _{Gt}	0,68
CONC	8	Gt = 24,7 + 5.389 x A _{Gt}	0,45
TFSA	9	Gt = 2,0 + 26.666 x A _{Gt} - 14.705 x A _{Hm}	0,90
TFSAh	10	Gt = 2,6 + 26.022 x A _{Gt} - 14.052 x A _{Hm}	0,88
ARG	11	Gt = 2,5 + 25.369 x A _{Gt} - 10.969 x A _{Hm}	0,87
CONC	12	Gt = 21,4 + 5.353 x A _{Gt} - 1.418 ^{ns} x A _{Hm}	0,46

(1) Terra fina seca ao ar. (2) Terra fina tratada para a eliminação da matéria orgânica. (3) Fração argila. (4) Argila concentrada em óxidos de ferro. Todos os coeficientes das equações de regressão foram significativos a p < 0,001, à exceção do indicado. (5) A_{Hm} e A_{Gt} = amplitudes das banda atribuídas à hematita e goethita, respectivamente (conforme Figura 1).

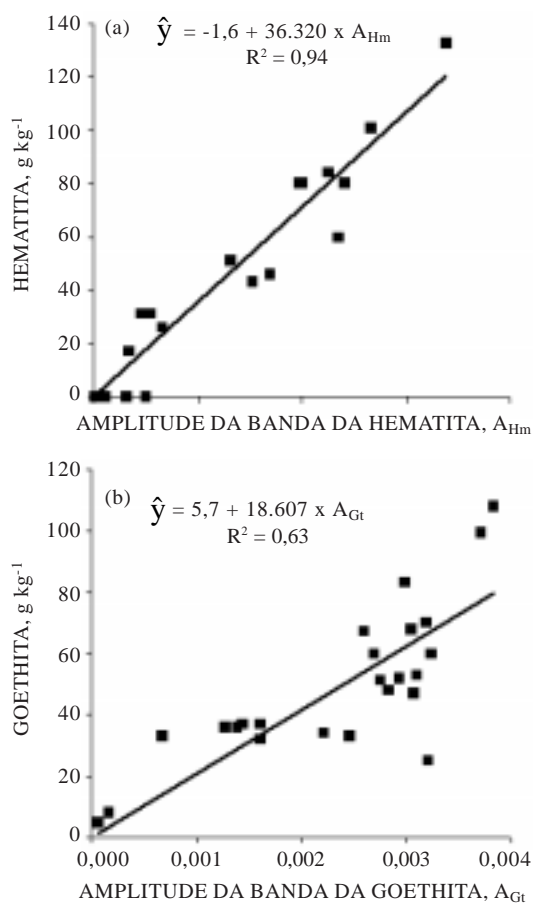


Figura 6. Relação entre teor de (a) hematita e (b) goethita e as amplitudes A_{Hm} e A_{Gt}, respectivamente, verificadas nos espectros da segunda derivada da função Kubelka-Munk. As retas indicadas correspondem às equações 1 e 5 obtidas para os minerais correspondentes à TFSA (Quadro 6) (n = 24).

A inclusão dos valores de A_{Hm} nas referidas equações baseia-se na pressuposição da ocorrência de uma relação direta entre as amplitudes das bandas em diferentes posições do espectro. Assim, quanto maior o teor de hematita, maior a amplitude A_{Hm} e, portanto, maior a influência sobre a região onde é estimada A_{Gt}.

A diferença na quantificação dos óxidos de Fe a partir das equações obtidas para TFSA e TFSAh foi considerada pequena. Considerando as amplitudes obtidas neste estudo, esta diferença foi de no máximo 9 g kg⁻¹ nas equações propostas para o mineral hematita (equações 1 e 2) e, para a goethita, alcançou um máximo de 14,1 g kg⁻¹ nas equações simples (equações 5 e 6) e 15,3 g kg⁻¹ nas regressões múltiplas (equações 9 e 10).

A definição da relação Hm/(Hm + Gt) constitui importante passo na estimativa dos óxidos de Fe. Sua determinação é muito comum em estudos de mineralogia, sendo basicamente efetuada mediante DRX. Tendo em vista a utilidade da segunda derivada da f(KM) na quantificação dos óxidos de Fe, novos procedimentos foram efetuados, com o objetivo de avaliar sua capacidade preditiva para a referida relação. Uma vez mais foram desconsiderados os valores referentes ao LV do Itabirito.

Em todos os materiais considerados (TFSA, TFSAh, ARG e CONC) foram verificados ajustes satisfatórios nas equações de regressão (Quadro 7) para a estimativa da relação Hm/(Hm + Gt), tanto com base nos valores de A_{Gt} e A_{Hm} considerados isoladamente, quanto associados na forma de A_{Hm}/(A_{Hm} + A_{Gt}).

Os menores valores de coeficientes associados a A_{Gt}, comparados com aqueles correspondentes a A_{Hm}, mostram que a maior parte da variância pode

ser atribuída quase exclusivamente às variações de amplitude da hematita, já que a estimativa da relação $Hm/(Hm + Gt)$ baseada somente em valores de A_{Hm} fornece ajustes sempre superiores a 0,94 ($< 0,001$) para os distintos materiais considerados.

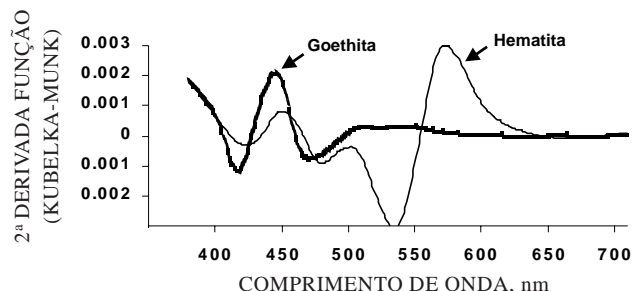


Figura 7. Espectros da segunda derivada da função Kubelka-Munk de óxidos de ferro sintéticos (adaptação de Chavernas, 1996).

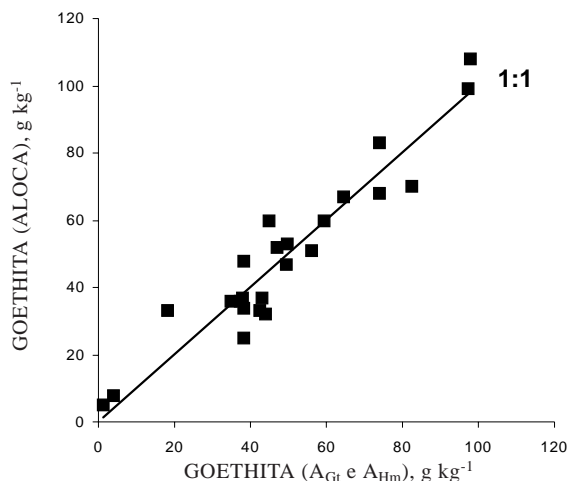


Figura 8. Relação entre o teor estimado de goethita por análises químicas e difratometria de raios-X e o calculado a partir de A_{Gt} e A_{Hm} (equação 9, Quadro 6), com indicação da reta correspondente à igualdade de valores ($x = y$).

As amostras nas quais não foi identificada a hematita por DRX exibiram baixíssimos valores de $Hm/(Hm + Gt)$ calculados (equação 13): 0,01 (S3a, S4b e S25a); 0,02 (S26b); 0,03 (S5a e S15a); 0,04 (S6b); e 0,05 (S16b). Já as amostras de um dos LVA (S9a e S10b) apresentaram valores estimados de $Hm/(Hm + Gt)$ de 0,13 e 0,18, respectivamente, mesmo não tendo sido verificada a presença de hematita por DRX. Possivelmente, essa técnica proporciona melhor resposta na detecção de pequenas quantidades de hematita em solos amarelados que a DRX. Aprofundamentos nas pesquisas neste sentido poderão confirmar esta possibilidade.

CONCLUSÕES

1. A técnica da espectroscopia de refletância difusa foi eficiente na identificação de hematita e goethita, enquanto a segunda derivada da função Kubelka-Munk proporcionou a adequada quantificação destes óxidos de Fe e da relação $Hm/Hm + Gt$.

2. A matéria orgânica não influenciou significativamente a estimativa dos óxidos de Fe pela técnica estudada, ainda que sua presença tenha promovido alteração nos espectros de refletância.

3. Os resultados obtidos com a técnica foram muito semelhantes para as amostras de terra fina, terra fina após a eliminação da matéria orgânica e de argila, razão por que se torna dispensável o tratamento com hipoclorito de sódio e de fracionamento textural para obter argila na quantificação mineralógica desta fração.

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao Programa PDDE/CAPES, pela concessão da bolsa, que possibilitou a execução de grande parte do experimento no

Quadro 7. Estimativa da relação $Hm/(Hm + Gt)$ a partir das amplitudes observadas nos espectros da segunda derivada da função Kubelka-Munk ($n = 24$)

TFSA ⁽¹⁾	$Hm/(Hm+Gt) = 0,02 + 6,19^{ns} \times A_{Gt}^{(5)} + 258,98 \times A_{Hm}^{(5)}$	$R^2=0,96^{***}$ (Eq. 13)
	$Hm/(Hm+Gt) = -0,059 + 1,506 \times A_{Hm}/(A_{Hm}+A_{Gt})$	$R^2=0,92^{***}$ (Eq. 14)
TFSAh ⁽²⁾	$Hm/(Hm+Gt) = 0,02 + 1,02^{ns} \times A_{Gt} + 246,95 \times A_{Hm}$	$R^2=0,96^{***}$ (Eq. 15)
	$Hm/(Hm+Gt) = -0,081 + 1,568 \times A_{Hm}/(A_{Hm}+A_{Gt})$	$R^2=0,95^{***}$ (Eq. 16)
ARG ⁽³⁾	$Hm/(Hm+Gt) = 0,05 - 7,55^{ns} \times A_{Gt} + 240,83 \times A_{Hm}$	$R^2=0,94^{***}$ (Eq. 17)
	$Hm/(Hm+Gt) = -0,058 + 1,438 \times A_{Hm}/(A_{Hm}+A_{Gt})$	$R^2=0,93^{***}$ (Eq. 18)
CONC ⁽⁴⁾	$Hm/(Hm+Gt) = 0,02 - 11,52 \times A_{Gt} + 136,67 \times A_{Hm}$	$R^2=0,99^{***}$ (Eq. 19)
	$Hm/(Hm+Gt) = -0,043 + 1,103 \times A_{Hm}/(A_{Hm}+A_{Gt})$	$R^2=0,95^{***}$ (Eq. 20)

⁽¹⁾ Terra fina seca ao ar. ⁽²⁾ Terra fina tratada para a eliminação da matéria orgânica. ⁽³⁾ Fração argila. ⁽⁴⁾ Argila concentrada em óxidos de ferro. Todos os coeficientes das equações de regressão foram significativos a 0,1 %, à exceção dos indicados. ⁽⁵⁾ A_{Hm} e A_{Gt} = amplitudes das banda atribuídas à hematita e goethita, respectivamente (conforme Figura 1).

Laboratorio de Edafología da Universidad de Córdoba (Espanha), e ao Projeto PB98-1015 do Ministerio de Educación y Ciencia da Espanha, pela viabilização financeira das atividades realizadas.

LITERATURA CITADA

- BARRÓN, V. Softwares de aplicação para transformação de dados, com base em programas BASIC-DOS. 1998 (Comunicação Pessoal)
- BARRÓN, V. Estudio de las características cristalinas y color de las hematites ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) con substitución por aluminio. Córdoba, Universidade de Córdoba, 1982. 177p. (Tese de Mestrado)
- BARRÓN, V. Influencia de los óxidos de hierro en el color de los suelos. Córdoba, Universidade de Córdoba, 1985. 200p. (Tese de Doutorado)
- BARRÓN, V.; MELLO, J.W.V. & TORRENT, J. Caracterização de óxidos de ferro em solos por espectroscopia de Reflectância Difusa. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ V., V.H. & SCHAEFER, C.E.G.R., eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. v.1, p.139-162.
- BARRÓN, V. & TORRENT, J. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil color. *J. Soil Sci.*, 37:499-510, 1986.
- BIGHAM, J.M. & CIOLKOSZ, E.J. Soil color. Madison, Soil Science Society of America, 1993. 172p. (Special Publication, 31)
- CORNELL, R.M. & SCHWERTMANN, U. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses. Weinheim, VCH, 1996. 573p.
- CHAVERNAS G., A. Caracterización de los óxidos de hierro en los suelos mediante Espectroscopia de Reflectancia Difusa. Córdoba, Universidade de Córdoba, 1996. 76p. (Tese de Mestrado)
- DEFELIPO, B.V. & RIBEIRO, A.C. Análise química do solo: metodologia. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1981. 17p. (Boletim de Extensão, 29)
- DICK, D.P. Caracterização de óxidos de ferro e adsorção de fósforo na fração argila de horizontes B Latossólicos. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1986. 196p. (Tese de Mestrado)
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, 1997. 212p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Rio de Janeiro, 1999. 412p.
- ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Survey Division. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. Keys to Soil Taxonomy. 6. ed. Washington, 1994. 306p.
- FONTES, M.P.F. & WEED, S.B. Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationship with specific area and mineralogy. *Geoderma*, 72:37-51, 1996.
- KÄMPF, N. & SCHWERTMANN, U. The 5 M NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. *Clays Clay Miner.*, 30:401-408, 1982.
- KER, J.C. Mineralogia, sorção e desorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1995. 181p. (Tese de Doutorado)
- KOSMAS, C.S.; CURTI, N. & BRYANT, R.B. Characterization of iron oxide minerals by second-derivative visible spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:401-405, 1984.
- MADEIRA, J.; BÉDIDI, A. & CERVELLE, B. Visible spectrometric indices of hematite (Hm) and goethite (Gt) content in lateritic soils: the application of a Thematic Mapper (TM) image for soil-mapping in Brasilia, Brazil. *Int. J. Remote Sens.*, 18:2835-2852, 1997.
- MOURA FILHO, G.; RESENDE, M. & CRUZ, C.D. ALOCA – Programa de estimativa de minerais do solo. Versão 1.0. In: CONGRESSO BRASILEIRO DA CIÊNCIA DO SOLO, 25., Viçosa, 1995. Anais. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995 (Software)
- RESENDE, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of Central Plateau of Brazil. Lafayette, Purdue University, 1976. 237p. (Tese de Doutorado)
- RESENDE, M.; BAHIA FILHO, A.F.C. & BRAGA, J.M. Mineralogia da argila de Latossolos estimada por alocação a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico. *R. Bras. Ci. Solo*, 11:17-23, 1987.
- SÁNCHEZ-MARAÑÓN, M.; DELGADO, G.; DELGADO, R.; PÉREZ, M.M. & MELGOSA, M. Spectroradiometric and visual color measurements of disturbed and undisturbed soil samples. *Soil Sci.*, 160:291-303, 1995.
- 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 de Doutorado)
- SCHEINOST, A.C.; CHAVERNAS, A.; BARRÓN, V. & TORRENT, J. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxides in soils. *Clays Clay Miner.*, 46:528-536, 1998.
- SCHWERTMANN, U. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation. In: BIGHAM, J.M. & CIOLKOSZ, E.J., eds. Soil color. Madison, Soil Science Society of America, 1993. p.51-69. (Special publication, 31)
- TORRENT, J. & BARRÓN, V. Laboratory measurement of soil color: theory and practice. In: BIGHAM, J.M. & CIOLKOSZ, E.J., eds. Soil color. Madison, Soil Science Society of America, 1993. p.21-33. (Special publication, 31)
- TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U. & SCHULZE, D.G. Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*, 23:191-208, 1980.

