

VII Simposio Latinoamericano de Percepción Remota

Sexta Reunion Nacional
SELPER-Mexico

Latinoamérica Evaluada desde el Espacio
Puerto Vallarta, México

Memorias

Noviembre, 1995

COMPORTAMENTO ESPECTRAL (450 - 2500 nm) E MINERALOGIA DE ARGILA DE ALGUNS SOLOS TROPICAIS BRASILEIROS

Antonio Roberto Formaggio
José Carlos Neves Epiphânio
Márcio de Morison Valeriano
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)
Cx. P. 515 ; 12227-010; São José dos Campos, SP, Brasil
e-mail: formag@ltid.inpe.br

RESUMO

Os solos das regiões tropicais ainda são pouco estudados quanto ao seu comportamento espectral. Nos próximos anos, deverão estar em funcionamento novos sistemas sensores, com resoluções espectrais cada vez mais melhoradas, como os *espectrômetros imageadores*, p.ex., que terão dezenas de bandas disponíveis. A utilização plena de uma tão grande disponibilidade de dados exigirá, pois, um conhecimento espectral cada vez mais detalhado dos alvos da superfície terrestre. Assim, no presente trabalho, objetiva-se apresentar a avaliação dos efeitos da composição mineralógica de alguns solos tropicais brasileiros sobre o seu comportamento espectral (na faixa entre 450 e 2500 nm). Utilizou-se, para isso, do espectrorradiômetro IRIS, com resolução espectral de 2 nm (para 300-1000 nm) e de 4 nm (para 1000-3000 nm), para a aquisição de espectros (*Fator de Reflectância Bidirecional*) de 7 distintas classes de solos representativos entre os de maior ocorrência e significância agrícola do Estado de São Paulo, Brasil. Os argilominerais caulinita, gibbsite, hematita e goetita manifestam nítidos eventos em faixas espectrais características, ao passo que os opacos (magnetita e ilmenita) imprimem aos solos oriundos de rochas eruptivas básicas e ultrabásicas um caráter de baixa refletividade, principalmente na faixa do infravermelho (próximo e médio). A presença de matéria orgânica mascara feições espectrais dos argilominerais, principalmente na faixa entre 450 e 1200 nm.

ABSTRACT

Tropical soils are not very well studied concerning their spectral behavior. In the next years, new sensors as the imaging spectrometers, with several spectral bands, will be available. Then, to well utilize a so great mass of data a very detailed knowledge about the spectral behavior of the natural targets will be needed. Thus, the objective of this research is to present an evaluation from the effects of the mineralogical composition of some Brazilian tropical soils on their spectral behavior (in the range 450-2500 nm). An IRIS spectroradiometer (spectral resolution: 2 nm at 300-1000 nm range and 4 nm at 1000-3000 nm range) was used to acquire the Bidirectional Reflectance Factor (BDRF) from seven representative soil classes from São Paulo State, Brazil. Clear events at characteristic spectral ranges are shown by kaolinite, gibbsite, hematite and goethite; while the opaques (magnetite and ilmenite) print their very low reflectivity to the soils derived from basic and ultrabasic rocks, mainly in the near and medium IR. Organic matter masks some spectral event from clay minerals, mainly in the 450-1200 nm range.

1. INTRODUÇÃO

A reflectância espectral dos solos é uma propriedade cumulativa derivada das combinações heterogêneas dos materiais minerais, orgânicos e fluídos que os compõem. Uma grande quantidade de características e condições dos solos, individualmente e em associação uns com os outros, contribui para influenciar a sua reflectância. Estas características incluem, principalmente, a umidade, a matéria orgânica, a granulometria, o material de origem e a mineralogia dos solos.

A multiespectralidade é um dos parâmetros chaves do sensoriamento remoto e torna-se ainda mais fundamental na medida em que uma dimensão hiperespectral vem sendo adicionada pelos avanços recentes nas tecnologias de sensores.

Estes avanços tecnológicos tornaram possível, atualmente, combinar o potencial da espectroscopia com as vantagens do imageamento, visando adquirir informações espectroscópicas sobre grandes áreas. Esta nova abordagem para o sensoriamento remoto é denominada "espectroscopia de imageamento", através da qual a energia eletromagnética refletida, ou emitida, pelos alvos de interesse é sensoriada para formar dezenas, e até centenas, de imagens espectrais - ou sejam, os "cubos de imagens" (os quais possuem dados da área em estudo em duas dimensões espaciais e uma espectral). Entre os usos potenciais e principais previstos para os "cubos de imagens" está o de servirem para analisar a mineralogia superficial num contexto espacial (Vane *et al.*, 1993).

No intuito de contribuir para o entendimento das relações entre características dos solos e seu comportamento espectral, a presente pesquisa visou avaliar os efeitos da composição mineralógica de alguns solos tropicais brasileiros sobre os seus espectros ópticos, na faixa entre 450 e 2500 nm.

2. ESPECTRALIDADE E MINERALOGIA DE SOLOS

Segundo Madeira Netto (1993), na regiões tropicais úmidas, a hidrólise dos minerais primários é muito acentuada e os solos caracterizam-se por uma relativa simplicidade quanto à sua mineralogia, dominada basicamente por quartzo, caulinita, gibsitita, goetita e hematita. À medida em que o balanço entre estes diferentes componentes mineralógicos exprime condições de pedogênese, eles são levados em conta nos sistemas de classificação de solos. Assim, os latossolos, que são os mais importantes solos brasileiros (tanto devido à sua extensão de ocorrência espacial como quanto à sua potencialidade de utilização agrícola), são classificados conforme critérios essencialmente mineralógicos (teores de óxidos de ferro, valor de Ki (indicador da relação $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), presença de material magnético, etc.) ou decorrentes da mineralogia, como a cor do solo.

As Figuras 1(a, b, c, d) mostram os espectros de reflectância difusa da caulinita, da gibsitita, da goetita e da hematita puras, apresentados por Madeira Netto (1993). Para a caulinita ($\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$), as principais feições espectrais são devidas às vibrações dos grupos OH^- de sua rede cristalina. No infravermelho próximo e médio, as absorções perceptíveis são devidas aos harmônicos de alongamentos de ligação (2s), em 1400 nm, e às combinações de curvatura de ligação + alongamentos (d + s), em 2200 nm. Para a gibsitita ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), as principais feições espectrais também são devidas às vibrações dos grupos OH^- de sua rede cristalina. Hunt *et al.* (1971) mostraram que os harmônicos (2s) localizam-se por volta de 1450 nm e as combinações de curvatura de ligação + alongamentos (d + s), próximas de 2300 nm. Com relação às formas de ferro, a Tabela 1 mostra as posições e tipos de transições eletrônicas das bandas de absorção atribuídas à hematita e à goetita.

Tabela 1 - Posições e tipos de transições eletrônicas das bandas de absorção devidas à hematita e à goetita (Sherman e Waite, 1985).

	Transições Eletrônicas			
	${}^6\text{A}_1 \Rightarrow {}^4\text{T}_1$	${}^6\text{A}_1 \Rightarrow {}^4\text{T}_2$	$2({}^6\text{A}_1) \Rightarrow 2({}^4\text{T}_1)$	${}^6\text{A}_1 \Rightarrow {}^4\text{F}, {}^4\text{A}_1$
Hematita	885 nm	650 nm	530 nm	445 nm
Goetita	917 nm	650 nm	480 nm	435 nm

As intensidades das bandas da hematita e da goetita são ilustradas nas Figuras 1(b) e 1(c), respectivamente. Verifica-se que a banda próxima de 430 nm, bastante intensa devida à hematita, apresenta-se como um ponto de inflexão da goetita. A transição $2({}^6\text{A}_1) \Rightarrow 2({}^4\text{T}_1)$ aparece como um evento bem definido localizado em 530 nm no espectro da hematita. Para a goetita, esta transição, localizada em 480 nm, é muito mais fraca e aparece como uma mudança de inclinação. A posição diferente desta absorção é, segundo Sherman e Waite (1985), responsável por diferenças de cor da hematita e da goetita.

A magnetita (Fe_3O_4) e a ilmenita (FeTiO_3) são minerais tipicamente opacos e praticamente sem eventos ou feições espectrais no visível e no infravermelho próximo (Hunt *et al.*, 1971). As absorções responsáveis por esta opacidade são descritas por Strens e Wood (1979). O quartzo puro também não apresenta nenhuma feição espectral no domínio visível-infravermelho próximo.

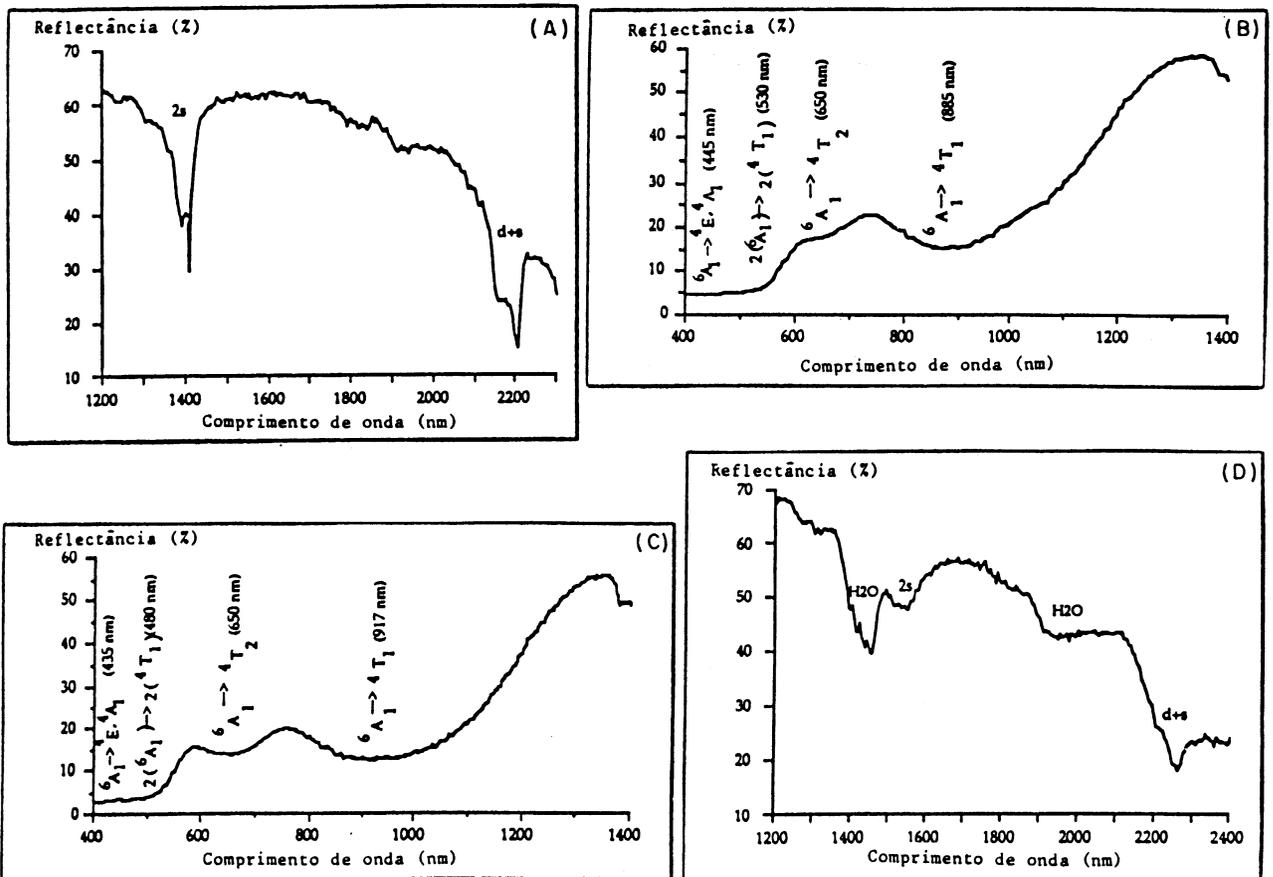


Figura 1- Espectro de reflectância difusa da: (a) caulinita; (b) hematita; (c) goetita; (d) gibsitita.

FONTE: Madeira Netto (1993)

3. MATERIAL E MÉTODOS

O sistema sensor utilizado para as medições espectrais foi o "Dual Field of View Mark IV Infra-Red Intelligent Spectroradiometer", "IRIS", (GER, s.d.), o qual cobre uma janela espectral entre 300 e 3.000 nm, numa varredura contínua, em que adquire dois espectros, sendo um em cada campo de visada (fov) (um fov na amostra e o outro na placa de referência). A resolução espectral é de 2 nm entre 300 nm e 1.000 nm e de 4 nm na região entre 1.000 nm e 3.000 nm. Descrições mais detalhadas sobre o equipamento podem ser encontradas em Eiphanio *et al.* (1992).

Contou-se com amostras de solos, providas de horizontes de 54 perfis, correspondendo a 14 classes de solos: Latossolo Roxo (LR), Latossolo Vermelho-Escuro (LE), Latossolo Vermelho-Amarelo (LA), Latossolo Una (LU), Latossolo Húmico (LH), Podzólico Vermelho-Amarelo (PV), Podzólico Vermelho-Escuro (PE), Podzólico Roxo (PR), Podzol (PZ), Terra Roxa Estruturada (TE), Brunizem Avermelhado (Bv), Areia Quartzosa (AQ), Cambissolo (Cb), e Hidromórfico (Hi). As amostras provieram de levantamentos pedológicos executados pelo Instituto Agrônomo de São Paulo nas quadriculas de Campinas (Oliveira *et al.*, 1979), Araras (Oliveira *et al.*, 1982), São Carlos (Oliveira e Prado, 1984), Ribeirão Preto (Oliveira e Prado, 1987), Piracicaba (Oliveira e Prado, 1989), e

Guaira (Oliveira e Prado, 1991). Dispõe-se, portanto, de análises físicas, químicas e mineralógicas, bem como das descrições morfológicas próprias destes levantamentos.

As amostras de solo foram peneiradas através de malha de 2 mm e estudadas na condição de terra fina seca ao ar. Para as medições espectrorradiométricas, as amostras foram acondicionadas em recipientes de PVC quadrados, de 13cm x 13 cm, com profundidade de 1 cm e com a parte interna pintada com tinta preta a fim de evitar reflexões de fundo. A camada de solo em cada recipiente era suficientemente espessa para assegurar que somente solo estava sendo visado pelo sensor.

Na aquisição das medidas, foram obtidas quatro leituras espectrorradiométricas sobre cada amostra de solo, em quatro posições diferentes (dadas por giros de 90° do recipiente que continha a amostra). As repetições de leituras tiveram como finalidade suavizar os ruídos aleatórios intrínsecos aos detectores.

A cabeça sensora do IRIS estava colocada numa posição vertical a cerca de 61 cm de distância sobre a amostra, definindo uma área amostrada retangular de aproximadamente 5 cm x 2 cm sobre a amostra. A fonte de iluminação, uma lâmpada halógena de iodeto de tungstênio de 600 W de potência, com feixe para o plano visado (não colimado), estava posicionada a cerca de 90 cm do recipiente amostral e com um ângulo zenital de 15°.

Usou-se como padrão de referência uma placa de spectralon cinza (~50% de reflectância, calibrada segundo padrão internacional) (Labsphere, 1991), sobre a qual também eram realizadas quatro leituras. A reflectância da placa cinza, adaptada para os 875 comprimentos de onda do IRIS, foi utilizada como Fator de Calibração Absoluta (FCA). Além disso, era necessário intercalibrar as duas cabeças sensoras do IRIS. Para a obtenção deste Fator de Intercalibração (FIC), foi feita a média de quatro repetições sobre uma placa de spectralon branca (~100% de reflectância, calibrada segundo padrão internacional). Tais repetições visaram reduzir os efeitos de eventuais singularidades na distribuição espacial da reflectância pela superfície da referida placa.

Para cada sessão de medição espectrorradiométrica foi gerado um fator de intercalibração, cujas finalidades foram: (a) uniformizar possíveis diferenças de respostas fornecidas pelas duas cabeças sensoras internas do IRIS; e (b) controlar efeitos de interferências de fontes externas (ambiente do laboratório) que pudessem causar incidência de radiação difusa diferencialmente sobre o plano amostral (ou seja, a placa de referência e a amostra de solo).

Para cada sessão de medições, foram feitas as seguintes leituras: (a) quatro repetições sobre a placa branca de spectralon, para a obtenção do Fator de Intercalibração dos detectores (FIC); e, (b) quatro repetições sobre cada conjunto "amostra de solo + placa cinza", para a obtenção do Fator de Reflectância Relativo à placa 50% (FRR). Com estes dados, foram feitas as médias das repetições, a fim de se obterem os valores "FIC médio" e FRR médio. Assim, o fator de reflectância bidirecional de uma amostra "i" de solos (FRBD_i) é dado por:

$$FRBD_i = [(FRR_i \text{ médio}) / (FIC \text{ médio})] \times (FCA)$$

A partir dos valores de FRBD_i, foram obtidos os espectros sobre os quais foram feitas as correlações com os aspectos relacionados com os argilominerais dos sete solos em estudo; quais sejam: o LR, o LE, o LA, o PV, o AQ, o Cb e o Hi, acima indicados. Foram selecionados estes tipos de solos por representarem os padrões espectrais mais significativos para os solos do Estado de São Paulo, conforme Formaggio *et al.* (1995), além de apresentarem características de interesse para as correlações com os aspectos mineralógicos objeto da presente pesquisa.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

No trabalho de Formaggio *et al.* (1995) concluiu-se que, para descrever spectralmente as 14 classes de solos estudadas (tendo sido representadas por 111 amostras provindas de 54 perfis, conforme Epiphanyo *et al.*, 1992), apenas quatro padrões espectrais principais são suficientes (Figura 2).

A Tabela 2 apresenta as características analíticas principais relacionadas com os aspectos de mineralogia para as amostras dos sete solos em estudo na presente pesquisa, os quais são representativos dos quatro padrões indicados por Formaggio *et al.* (1992).

A Figura 3 apresenta as curvas espectrais correspondentes aos solos estudados, representando comportamentos espectrais distintos, os quais serão utilizados para as considerações acerca de correlações com mineralogia no presente trabalho.

A curva 3(a) corresponde à resposta espectral típica dos Latossolos Roxos, nos quais encontra-se geralmente a presença de caulinita, gibsitita, goetita, hematita, magnetita e ilmenita. São solos provenientes do intemperismo de rochas básicas, notadamente basaltos e diabásios, os quais apresentam composição variada, com a seguinte seqüência de minerais em ordem decrescente de importância: feldspatos (predominantemente os plagioclásios); piroxênios; opacos (predominantemente magnetita e ilmenita); olivinas; e quartzo, apatitas, anfibólios (Oliveira e Menk, 1984).

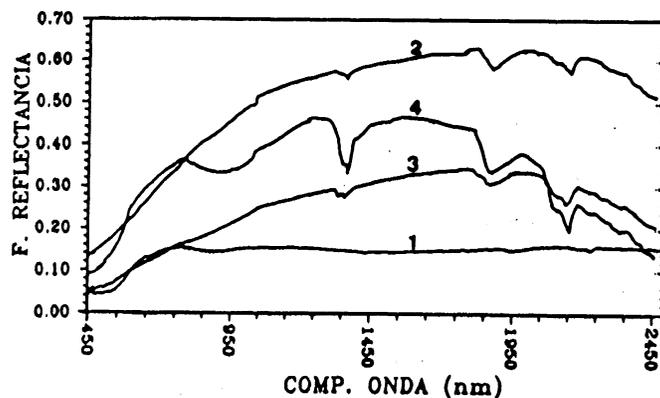


Figura 2 - Representação dos quatro padrões espectrais principais obtidos para 14 classes de solos estudadas por Epiphonio *et al.* (1992) e por Formaggio *et al.* (1995).

Na referida curva espectral, as absorções associadas à hematita são bastante claras na forma de forte concavidade na faixa entre 450-550 nm. Se se dispusesse de valores a partir de 400 nm, estes teriam sido mais interessantes para ilustrar melhor os eventos espectrais relacionados com a hematita.

Com relação a esta banda da hematita, de fato Hunt *et al.* (1971) indicam que as formas trivalentes de ferro (Fe^{3+}), ou hematita e goetita, são responsáveis por uma banda de absorção atribuída às transferências de cargas metal-ligante ($Fe^{3+} \Rightarrow O^{2-}$), centrada no ultravioleta, mas com flanco de baixa energia situado no domínio do visível. Esta absorção já foi antes reportada por Kosmas *et al.* (1984), Madeira Netto (1993) e Demattê (1995).

Além disso, nota-se claramente a concavidade larga na faixa entre cerca de 800-970 nm, que pode ser atribuída, também, às bandas da hematita (centrada em 885 nm) e da goetita (centrada em 917 nm) (vide ilustrações das curvas dos espectros da hematita e da goetita nas Figuras 1(b) e 1(c), respectivamente).

Os baixos albedos dos Latossolos Roxos são causados pela presença, nestes solos, de magnetita e de ilmenita, que, segundo Hunt *et al.* (1971), são minerais tipicamente opacos e praticamente sem feições espectrais no visível e no infravermelho próximo. Conforme relata Madeira Netto (1993), as absorções responsáveis por esta opacidade são descritas por Strens e Wood (1979): (a) para a magnetita, as absorções são atribuídas às transferências de cargas ($Fe^{2+} \Rightarrow Fe^{3+}$; $Fe^{3+} \Rightarrow O$; $Fe^{2+} \Rightarrow O$) e às transições intra-íons (Fe^{2+} ; Fe^{3+}); e (b) para a ilmenita, as absorções são atribuídas às transferências de cargas $Fe^{2+} \Rightarrow O$, $Ti^{4+} \Rightarrow O$ e $Fe^{2+} \Rightarrow Ti^{4+}$; assim como às transições intra-iónicas Fe^{2+} . A ação conjunta destes eventos é ainda aumentada pela presença das bandas de absorção metálica do ferro e do titânio que cobrem o ultravioleta e o visível e descritas por Hunt *et al.* (1971).

Tabela 2 - Características analíticas principais relacionadas com os aspectos de mineralogia para os sete solos estudados na presente pesquisa.

Solos	%Fe ₂ O ₃	%Al ₂ O ₃	%SiO ₂	%TiO ₂	%M.O.	Ki	Munsell
LR	23,5	11,4	11,3	8,5	1,5	1,7	2,5YR3/6
LE	3,2	9,6	6,7	1,1	5,8	1,2	2,5YR4/6
LA	2,3	5,1	3,6	0,6	0,7	1,2	10YR6/8
PV	4,0	12,2	18,5	0,8	1,0	2,6	7,5YR5/6
AQ	0,7	2,3	2,4	0,4	0,7	1,8	7,5YR4/4
Cb	3,8	14,1	15,4	1,0	6,9	1,9	10YR6/6
Hi	0,5	8,3	9,1	0,7	2,1	1,9	7,5YR3/0

Onde:

LR = Latossolo Roxo [*Typic Haplorthox*]

LE = Latossolo Vermelho-Escuro [*Typic Haplorthox*]

LA = Latossolo Vermelho-Amarelo [*Typic Umbriorthox*]

PV = Podzólico Vermelho-Amarelo [*Abruptic Paleudult*]

AQ = Areia Quartzosa [*Typic Quartzipsamment*]

Cb = Cambissolo [*Fluventic Oxic Dystrochrept*]

Hi = Hidromórfico [*Typic Tropaquept*]

Tomando agora a curva (b) da Figura 3, correspondente ao espectro óptico de um Latossolo Vermelho-Escuro (LE), verifica-se grande semelhança de formato com a curva do LR (Figura 3.a). Porém, o LE apresenta albedo maior e permite a identificação de algumas bandas de absorção específicas, o que não é possível na curva do LR, em que os valores de reflectância são mais baixos do que o fundo das possíveis bandas de absorção.

Assim como na curva do LR, há também no espectro do LE a concavidade larga no segmento entre 450-550 nm, atribuída às absorções pela hematita e pela goetita. Além disso, há também no espectro do LE a forte influência dos minerais opacos, principalmente no trecho correspondente ao infravermelho; porém, como no LE a magnetita e a ilmenita encontram-se em quantidades bem menores que no LR (vide, teor de TiO₂ na Tabela 2), os valores de reflectância do LE conferem-lhe um albedo maior que o do LR.

Na curva do LE notam-se bem as absorções atribuídas à caulinita (em 1400 nm e em 2200 nm), devidas aos harmônicos do modo estiramento (2s) e à combinação dos modos curvatura de ligação e estiramento (d + s), para o grupo OH⁻ (vide Figura 1.a).

Tanto na curva do LR como na do LE não é possível de se observar as bandas da gibsitita, que, como para a caulinita, são devidas às vibrações dos grupos OH⁻.

É importante ressaltar que as bandas de absorção devidas à água, em 1400 nm e em 1900 nm são eventos espectrais marcantes para os solos com umidade, que não devem ser confundidos com as feições devidas à mineralogia acima aludida.

Considerando neste ponto a curva de um Latossolo Vermelho-Amarelo (LA) proveniente de sedimentos arenosos oriundos do intemperismo e retrabalhamento de arenito da formação Itaqueri (Figura 3.c), verifica-se, no segmento 450-500 nm uma concavidade bem estreita, a qual é diferente das concavidades largas encontradas para as curvas do LR e do LE, conforme discutido acima. Segundo Sherman e Waite (1985), a presença de goetita em maior quantidade do que a hematita é responsável por este estreitamento da curva espectral na faixa próxima aos 500 nm.

Estas diferenças de posicionamento das bandas da hematita e da goetita, dentro do segmento espectral entre 450-550 nm, são as responsáveis, segundo Sherman e Waite (1985) pelas diferenças de cor deste dois argilominerais.

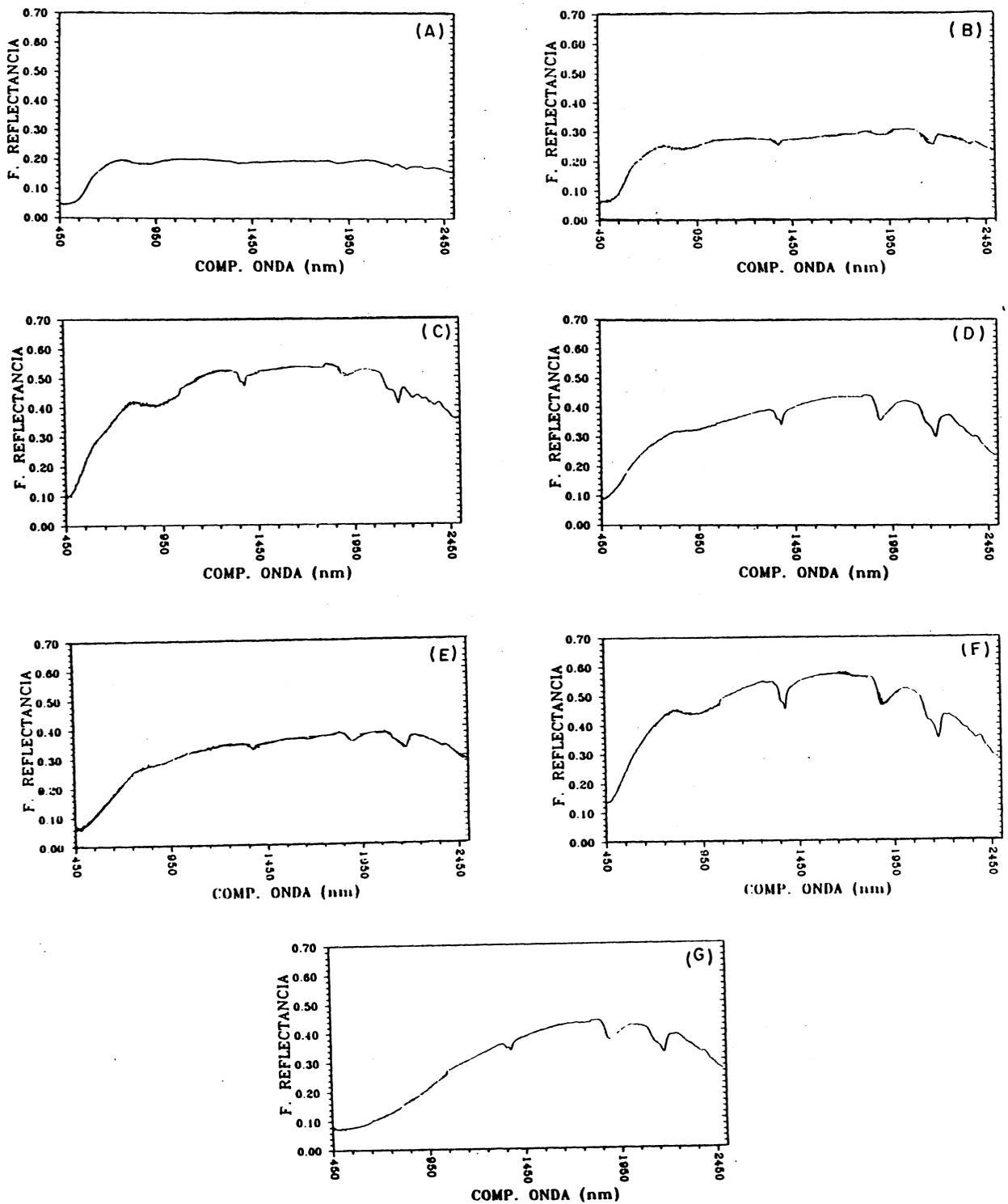


Figura 3 - Espectros ópticos dos sete solos estudados: (a) LR; (b) LE; (c) LA; (d) PV; (e) AQ; (f) CB; (g) Hi.

Assim como para as curvas do LR e do LE, também a curva do LA apresenta uma concavidade larga no segmento 800-900 nm, a qual é atribuída às bandas da hematita (centrada em 885 nm) e da goetita (centrada em 917 nm). Isto denota a influência de material proveniente de rochas básicas, provavelmente, transportado, em função da posição do LA na topossequência.

Em 650 nm há também uma banda bastante sutil, atribuída à goetita e à hematita ($6A_1 \Rightarrow 4T_2$); banda esta que se localiza na fase ascendente da curva espectral e nem sempre é relatada por trabalhos sobre comportamento espectral de solos; porém, trata-se de uma banda bem caracterizada, conforme se pode verificar na Tabela 1 (Sherman e Waite, 1985).

O difratograma de raio-X da fração argila deste solo (LA), obtido por Oliveira & Prado, (1984) mostrou a presença de caulinita, gibsitita e de vermiculita aluminosa. Na fração areia fina, Oliveira e Prado, (1984) assinalam a seguinte composição mineralógica: leves (98%) e pesados (2%). Entre os leves, há a predominância de quartzo (100%). Entre os pesados, 58% são de opacos e 42% de transparentes. Os opacos estão distribuídos entre magnetita (78%), limonita (5%) e leucóxênio (17%). Nos transparentes, foram identificadas a turmalina (80%), o zircão (2%) e a estauroilita (18%).

As bandas da caulinita (1400 nm e 2200 nm), já discutidas para a curva LE, são claramente observadas aqui na curva do LA (Figura 3.c), embora estas bandas não estejam com intensidades de absorção muito pronunciadas. Neste sentido, Lindberg e Snyder (1972), já tinham observado baixa intensidade de absorção para as bandas da água e do grupo OH^- , para a illita (um mineral tipo 2:1) e acabaram propondo que estas baixas absorções em 1400 nm e em 1900 nm eram devidas à pequena quantidade de água adsorvida deste mineral. Ou seja, a intensidade de absorção seria proporcional à quantidade de umidade presente na amostra de solo estudada. Isto é coerente com os resultados do presente trabalho, uma vez que nos procedimentos metodológicos usados as amostras de solo estavam em condições de terra fina seca ao ar.

Com relação à gibsitita, da mesma maneira que para a caulinita, as suas bandas de absorção perceptíveis são devidas às vibrações do grupo OH^- da estrutura deste argilomineral; bandas estas que se situam aproximadamente em 1450 nm [absorção esta devida aos harmônicos de vibrações do tipo estiramento (2s)] e em 2300 nm [absorção esta que é o resultado das combinações do tipo curvatura de ligação e estiramento (d+s)] (Hunt *et al.*, 1971).

A gibsitita, como assinala Besoain (1985), é o hidróxido de alumínio mais comum nos solos, particularmente para os solos tropicais submetidos a processos muito intensos de dessilicatação e de desbasificação. Sua origem provem de materiais que contêm Al, como feldspatos, minerais de argila, micas, etc., sob condições próprias das regiões tropicais, sendo que este argilomineral é mais encontrado nos Oxissolos (Latossolos).

Com relação à curva espectral do PV (Figura 3.d), pode-se repetir praticamente tudo o que foi afirmado sobre o LA, com exceção principalmente da banda em 2300 nm, devida à gibsitita. De fato, em função do K_i (2,6) do PV, não é provável a presença de gibsitita neste solo, uma vez que este argilomineral é mais comumente encontrado em solos bem mais meteorizados e maduros que o PV em foco.

Quanto à Areia Quartzosa (AQ), verifica-se que sua curva (Figura 3.e) é praticamente intermediária às curvas do LE (Figura 3.b) e do PV (Figura 3.d). Assim, praticamente tudo o que foi afirmado para LE e PV, com relação aos argilominerais hematita, goetita, caulinita e gibsitita, podem também ser aplicado para a curva da AQ. Há que se considerar, no caso da AQ, que a mineralogia da sua fração areia é representada exclusivamente por quartzo.

O difratograma de raio-X da amostra do solo AQ estudado mostrou a seguinte composição mineralógica: caulinita, gibsitita e vermiculita aluminosa, conforme Oliveira e Prado (1984).

Também a curva do Cambissolo (Figura 3.f) mostra-se bastante semelhante às curvas dos solos PV (Figura 3.d) e AQ (Figura 3.e), inclusive com as mesmas bandas de absorção. Porém, estas bandas, para o Cambissolo em foco, são bem mais profundas, indicando, provavelmente, maior influência mineralógica.

A curva da Figura 3(g) mostra o espectro de um solo Hidromórfico da região de Araras (SP), classificado como Typic Tropequept, o qual teve como material de origem por sedimentos fluviais e situa-se num terraço do rio Moji-Guaçu. Verifica-se, inicialmente, que a matéria orgânica, assim como os argilominerais, imprime suas características peculiares nos espectros de solos. Esta influência é particularmente notada na região entre 450 e 1300 nm, que apresenta ampla concavidade na curva espectral, num segmento em que geralmente ocorre convexidade pronunciada

para os solos sem matéria orgânica. De fato, Madeira Netto (1993) verificou que a matéria orgânica apresenta efeitos marcantes nas curvas espectrais de solos, confirmando também estudos de vários outros autores, como Bowers e Hanks (1965), Mathews *et al.* (1973), Beck *et al.* (1976).

De acordo com Madeira Netto (1993), há três casos específicos para os efeitos espectrais de matéria orgânica versus solos minerais: (a) para solos com baixo conteúdo de óxidos de ferro (no presente trabalho, pode-se exemplificar este tipo com o solo LA ou o PV): oxidando-se a matéria orgânica, ocorre uma mudança no formato da curva espectral, que passa de côncava (para a condição "com matéria orgânica", ou seja, antes da oxidação) para convexa (para a condição "sem matéria orgânica", ou seja, pós-oxidação da matéria orgânica), principalmente no intervalo 400-1200 nm; (b) para solos ricos em óxidos de ferro (no presente trabalho pode ser exemplificado com o solo LE): a presença de matéria orgânica faz com que haja elevação da reflectância na porção espectral correspondente às fortes absorções pela hematita (ou seja, em comprimentos de onda inferiores a 600 nm); após este segmento, a curva volta ao formato clássico; (c) para solos ricos em materiais opacos (magnetita e ilmenita) (no presente trabalho, pode-se exemplificar esta tipologia com o LR): a presença de matéria orgânica tem por consequência imprimir um aumento geral de valores de reflectância sobre a quase totalidade do espectro.

5. CONCLUSÕES

Os argilominerais caulinita, gibsitita, hematita e goetita manifestam nítidos eventos em faixas espectrais características, ao passo que os opacos (magnetita e ilmenita) imprimem aos solos oriundos de rochas eruptivas básicas e ultrabásicas um caráter de baixa refletividade, principalmente na faixa do infravermelho (próximo e médio). A presença de matéria orgânica mascara feições espectrais dos argilominerais, principalmente na faixa entre 450 e 1200 nm.

Os solos com médios e altos teores de hematita e goetita apresentam concavidades largas características na faixa entre 450-550 nm e na faixa entre 800-970 nm.

As bandas da caulinita (1400 e 2200 nm) e da gibsitita (1450 e 2300 nm) puderam ser observadas, principalmente para o Latossolo Vermelho-Amarelo.

A espectrorradiometria mostra um grande potencial para o estudo e a avaliação da mineralogia dos solos. Assim, recomenda-se a realização de mais estudos para verificação da possibilidade de a espectrorradiometria vir a tornar-se uma fonte de dados pedológicos importantes para várias finalidades.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BECK, R.H.; ROBINSON, B.F.; McFEE, W.W.; PETERSON, J.B. *Spectral characteristics of soils related to the interaction of soil moisture, organic carbon, and clay content*. LARS Information Note 081176. LARS/Purdue University. West Lafayette, IN. 1976.
- BESOAIN, E. *Mineralogía de arcillas de suelos*. Instituto Interamericano Cooperacion para la Agricultura. San José, Costa Rica. 1985. 1205 p.
- BOWERS, S.A.; HANKS, R.J. Reflection of radiant energy from soils. *Soil Sci.* 100:130-138. 1965.
- DEMATTÊ, J.A.M. *Relações entre dados espectrais e características físicas, químicas e mineralógicas de solos desenvolvidos de rochas eruptivas*. Universidade de São Paulo. Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba (SP). Tese de Doutorado. 1995. 264 p.
- EPIPHANIO, J.C.N.; FORMAGGIO, A.R.; VALERIANO, M.M.; OLIVEIRA, J.B. *Comportamento Espectral de solos do Estado de São Paulo*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos (SP). 132 p. 1992. (INPE-5424-PRP/172).
- FORMAGGIO, A.R.; EPIPHANIO, J.C.N.; VALERIANO, M.M.; OLIVEIRA, J.B. *Comportamento Espectral (450-2500 nm) de 14 classes de solos tropicais brasileiros*. Submetido à *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Junho de 1995.

- GER (Geophysical Environmental Research Corp.). *Mark V Dual Field of View IRIS Manual*. New York. 147 p. (S.D.)
- HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; LENHOFF, C.J. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and Hydroxides. *Modern Geology*, 2:195-205. 1971.
- KOSMAS, C.S.; CURY, N.; BRYANT, R.B.; FRANZMEIER, D.P. Characterization of iron oxide minerals by second-derivative visible spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:401-405. 1984.
- LABSPHERE, INC. Calibration Certificate (for a spectralon standard). North Sutton, NH, USA. 1991.
- LINDBERG, J.D.; SNYDER, D.G. Diffuse reflectance spectra of several clay minerals. *American Mineralogist*, Washington, 57: 485-493. 1972.
- MADEIRA NETTO, J.S. *Étude quantitative des relations constituants minéralogiques-réfectance diffuse des latosols brésiliens. Application à l'utilisation pédologique des données satellitaires TM (région de Brasília)*. L'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). Thèse de Doctorat d'État en Pédologie. Editions de l'ORSTOM. Paris. 1993. 236 p.
- MATHEWS, H.L.; CUNNINGHAM, R.L.; PETERSEN, G.W. Spectral reflectance of selected Pennsylvania soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 37:421-424. 1973.
- OLIVEIRA, J.B.; MENK, J.R.F. - *Latossolos Roxos do Estado de São Paulo*. Boletim Técnico Inst. Agrônômico, Campinas (SP), nº. 82. 1984. 132 p.
- OLIVEIRA, J.B.; MENK, J.R.F.; ROTA, C.L. *Levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo: Quadricula de Campinas*. Rio de Janeiro. FIBGE. 1979. 172 p
- OLIVEIRA, J.B.; MENK, J.R.F.; BARBIERI, J.L.; ROTTA, C.L.; TREMOCOLDI, W. *Levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo: Quadricula de Araras*. Campinas, Instituto Agrônômico (SAAESP). 1982. 180p. (Bol. Técnico, 71).
- OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. *Levantamento Pedológico Semidetalhado do Estado de São Paulo: Quadricula de São Carlos. II. Memorial Descritivo*. Campinas (SP), Instituto Agrônômico. Boletim Técnico nº. 98. 1984. 188 p.
- OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. *Levantamento Pedológico Semidetalhado do Estado de São Paulo: Quadricula de Ribeirão Preto. II. Memorial Descritivo*. Campinas, Instituto Agrônômico (SAAESP). 1987. 133 p. (Boletim Técnico, 7).
- OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. *Carta Pedológica Semidetalhada do Estado de São Paulo: Quadricula de Piracicaba. Escala de 1:100.000*. Campinas, Instituto Agrônômico. 1989.
- OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. *Carta Pedológica Semidetalhada do Estado de São Paulo: Quadricula de Guaira. Escala de 1:100.000*. Campinas, Instituto Agrônômico. 1991.
- SHERMAN, D.M.; WAITE, T.D. Electronic spectra of Fe³⁺ oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. *American Mineralogist*, Washington, 70: 1262-1269. 1985.
- STRENS, R.G.J.; WOOD, B.J. Diffuse reflectance spectra and optical properties of some iron and titanium oxides and oxyhydroxides. *Mineralogical Magazine*, 43:347-354. 1979.
- VANE, G.; DUVAL, J.E.; WELLMAN, J.B. *Imaging Spectroscopy of the Earth and Other Solar System Bodies*. IN: PIETERS, C.M.; ENGLERT, P.A.J.(Eds.) *Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition*. Cambridge University Press. New York. 594 p. 1993.

AGRADECIMENTOS

À FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pelo financiamento, fundamental à realização desta pesquisa. Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela bolsa concedida ao Eng^o Agr^o Márcio de Morisson Valeriano. Ao Dr. João Bertoldo de Oliveira pela cessão das amostras e das análises dos solos.