

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA – UNESP
CÂMPUS DE JABOTICABAL

MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA DOS SOLOS DO
PLANALTO OCIDENTAL PAULISTA

Laércio Santos Silva

Engenheiro Agrônomo

2016

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA – UNESP
CÂMPUS DE JABOTICABAL**

**MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA DOS SOLOS DO
PLANALTO OCIDENTAL PAULISTA**

Laércio Santos Silva

Orientador: Prof. Dr. José Marques Júnior

Coorientadora: Dra. Lívia Arantes Camargo

Coorientador: Dr. Diego Silva Siqueira

Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias – Unesp, Câmpus de Jaboticabal, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Agronomia (Ciência do Solo).

2016

Silva, Laércio Santos
S586m Mineralogia da fração argila dos solos do Planalto Ocidental
Paulista / Laércio Santos Silva. – – Jaboticabal, 2016
xv, 68 p. : il. ; 28 cm

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, 2016
Orientador: José Marques Júnior
Coorientadora: Lívia Arantes Camargo
Coorientador: Diego Silva Siqueira
Banca examinadora: Éder de Souza Martins, Marcilio Vieira
Martins Filho
Bibliografia

1. Óxidos e hidróxidos de Ferro. 2. Caulinita e gibbsita. 3.
Geomorfologia. I. Título. II. Jaboticabal-Faculdade de Ciências
Agrárias e Veterinárias.

CDU 549:551.4

Ficha catalográfica elaborada pela Seção Técnica de Aquisição e Tratamento da
Informação – Serviço Técnico de Biblioteca e Documentação - UNESP, Câmpus de
Jaboticabal.



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Câmpus de Jaboticabal



CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

**TÍTULO: MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA DOS SOLOS DO PLANALTO OCIDENTAL
PAULISTA**

AUTOR: LAÉRCIO SANTOS SILVA

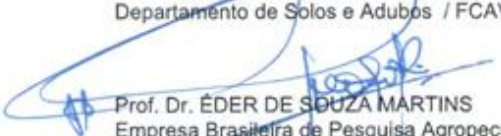
ORIENTADOR: JOSÉ MARQUES JUNIOR

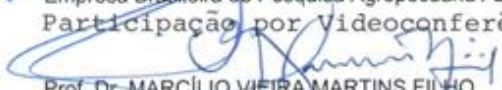
COORDENADOR: DIEGO SILVA SIQUEIRA

COORDENADORA: LÍVIA ARANTES CAMARGO

Aprovado como parte das exigências para obtenção do Título de Mestre em AGRONOMIA
(CIÊNCIA DO SOLO), pela Comissão Examinadora:


Prof. Dr. JOSÉ MARQUES JUNIOR
Departamento de Solos e Adubos / FCAV / UNESP - Jaboticabal


Prof. Dr. ÉDER DE SOUZA MARTINS
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária / EMBRAPA / Brasília/DF
Participação por Videoconferência


Prof. Dr. MARCÍLIO VIEIRA MARTINS FILHO
Departamento de Solos e Adubos / FCAV / UNESP - Jaboticabal

Jaboticabal, 23 de fevereiro de 2016.

DADOS CURRICULARES DO AUTOR

LAÉRCIO SANTOS SILVA – nascido aos 17 de maio de 1989 em Barreiros – PE, cursou Engenharia Agrônômica na Universidade Federal Rural de Pernambuco - cede Recife – UFRPE, de 2009 a 2014. Durante esses anos fez estágio no Departamento de Ciência do Solo e na Embrapa UEP Recife, nas áreas de manejo e conservação do solo e da água, física do solo e mineralogia entre 2009 e 2014 e cursou o mestrado no Programas de Pós-Graduação em Agronomia (Ciência do Solo).

“Devemos abandonar a ideia de que os solos são entidades independentes ocorrendo em pontos específicos e considerar que todas as partes da paisagem estão inter-relacionadas. Cada uma dessas partes é afetada e afeta partes adjacentes, especialmente aquelas de uma vertente em direção a um gradiente hidráulico. É necessário um melhor entendimento das relações ambientais solo-planta, incluindo as bases físicas da variabilidade dos solos bem como as mudanças temporais nas condições existentes em uma determinada paisagem. Uma vez entendidos os processos que conduzem à variabilidade dos solos, e seu efeito na produtividade, nós estaremos numa melhor posição para predizer as condições do solo e sua produtividade em um dado conjunto de condições ambientais”.

Daniels & Nelson (1987).

DEDICO

A Deus em primeiro lugar, por ter me concedido o dom da vida, além de permitir a conclusão de mais uma etapa da minha vida e por muitas outras vitórias.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Amauri Bernardo da Silva e Laudicéia dos Santos Silva, razão do meu viver, os quais me acompanharam incansavelmente, sempre fornecendo apóio nos momentos difíceis e comemorando em cada pequena e grande alegria.

À Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Câmpus de Jaboticabal, e ao programa de pós-graduação “Ciência do Solo”, pelas ocasiões de aprendizado.

Aos Professores Dr. José Marques Júnior e aos meus amados coorientadores Livia Arantes Camargo e Diego Silva Siqueira pela paciência e confiança em mim depositada (*Que Deus abençoe a todos*).

Agradeço a todos os integrantes do grupo Caracterização do Solo para Fins de Manejo Específico (CSME), amigos fiéis que me acompanharam durante as pesquisas e a realização deste trabalho: Angélica Bahia (Pedrinho/Liel), Danilo Baldo, Daniel De Bortoli, Kathleen Fernandes, Milene Moara, Mara Moitinho, Rafael Peluco, entre outros que de alguma forma participaram da minha formação.

A Ludmila de Freitas, Ivanildo Amorim e Renato Eliotério, os quais Deus me deu a oportunidade de tê-los como irmãos.

Aos meus amigos Vinicius Filla, Adrien Ferroni, Ana Beatriz e Frederico Siansi pelo apoio braçal, emocional e os momentos de pura distração dentro e fora do meio acadêmico.

A todos os amigos dentro e fora da universidade: Elienai Ferreira, Carlos Almeida, José Celso, Leandro Bernardo, Marcos Odilon, Marcelo Rodrigues, Carla Sim, Cristiane Morgado e Hilário Júnior.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO.....	xi
ABSTRACT.....	xii
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO 1 – Considerações gerais.....	1
1.1 Introdução	1
1.2 Revisão de Literatura	3
1.2.1 Óxidos de ferro nos solos tropicais	3
1.2.2 Ambiente de formação dos óxidos de ferro	5
1.2.3 Influência da paisagem na neoformação dos óxidos de ferro em região tropical.....	9
1.2.4 Métodos de quantificação dos óxidos de ferro	11
1.2.4.1 Difração de raios-X.....	12
1.2.4.2 Espectroscopia de reflectância difusa	12
1.2.4.3 Suscetibilidade Magnética.....	13
1.2.5 Planalto Ocidental Paulista.....	14
1.3 Referências	18
CAPÍTULO 2 – MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA DOS SOLOS DE DIFERENTES ORIGENS LITOLÓGICAS DO PLANALTO OCIDENTAL PAULISTA (SÃO PAULO, BRASIL)	32
Resumo	32
Abstract	33
2.1 Introdução	34
2.2 Material e Métodos	36
2.2.1 Localização e caracterização da área de estudo	36
2.2.2 Análise dos compartimentos da paisagem	37
2.2.3 Planejamento amostral.....	39
2.2.4 Análises laboratoriais	42
2.2.4.1 Análises física e química	42

2.2.4.2 Análises mineralógicas.....	42
2.2.4.3 Espectroscopia de reflectância difusa (ERD).	43
2.2.4.4 Susceptibilidade magnética.....	43
2.2.5 Análises de dados	44
2.3 Resultados e Discussão	44
2.4 Conclusões.....	57
2.5 Referências	58

MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA DOS SOLOS DO PLANALTO OCIDENTAL PAULISTA

Resumo – A diversidade geológica do Planalto condicionou a formação de diversos solos, predominando na fração argila caulinita, óxidos e hidróxidos de ferro e gibbsita. Entre estes, os óxidos e hidróxidos de ferro e a gibbsita são considerados pedoindicadores ambientais na região tropical. Desta forma, os objetivos desta pesquisa foram: i) caracterizar os óxidos de ferro pedogênicos formados a partir de compartimentos geológicos com baixos e altos teores de ferro total do Planalto Ocidental Paulista e associá-los com o grau de dissecação da paisagem; ii) caracterizar os óxidos de ferro dos solos do Planalto Ocidental Paulista por espectroscopia de reflectância difusa. Baseado nas informações geológicas, geomorfológica e na amplitude de variação dos teores de ferro pedogênicos (Fe_d e Fe_o). Foram coletadas doze amostras de solo na profundidade de 0,0 – 0,2 m para caracterização mineralógica e espectral. A magnitude dos teores totais obtida pela digestão com ácido sulfúrico evidenciou a diferença do material de origem, geologia, intensidade de pedogênese e geomorfologia. Nos solos da Formação Vale do Rio do Peixe predominaram a mineralogia caulinitica, enquanto na Formação Serra Geral, hematítica. Os atributos granulométricos, químicos e mineralógicos foram influenciados pelo grau de dissecação dos solos do Planalto Ocidental Paulista. O comportamento espectral das regiões em diferentes estágios de dissecação, foram diferentes na faixa espectral dos óxidos (530 a 570 nm) e caulinita (1880 a 2380 nm). A caulinita foi melhor pedoindicador para caracterizar a paisagem em diferentes estágios de dissecação nos solos de arenito, enquanto que a hematita e goethita foram melhores pedoindicadores para caracterizar a paisagem em diferentes estágios de dissecação nos solos basalto. Esse resultado pode auxiliar na compreensão da evolução da paisagem e do solo em outras bacias sedimentares.

Palavras-chave: difração de raio-X, geomorfologia, pedogênese, reflectância difusa

MINERALOGY OF CLAY SOIL FRACTION OF WESTERN PAULISTA PLATEAU

Abstract – The geological diversity of Plateau conditioned the formation of various soils, predominantly kaolinite in the clay fraction, iron oxides and hydroxides and gibbsite. Among these, the oxides and hydroxides of iron and gibbsite are considered environmental pedoindicadores in the tropical region. Thus, aimed to characterize the oxides and hydroxides of iron (hematite and goethite), kaolinite and gibbsite Western Paulista Plateau and associate them with the landscape of the state of play in different environments with total iron content. Based on geological, geomorphological and amplitude variation of pedogenic iron levels (Fe_d and Fe_o). Twelve soil samples were collected at a depth 0.0 to 0.2 m for mineralogical and spectral characterization. The magnitude of the total contents obtained by digestion with sulfuric acid showed the difference in the source material, geology, geomorphology and pedogenesis intensity. In soils Training Fish River Valley predominated kaolinitic mineralogy, while the Serra Geral Formation, hematítica. The granulometric, chemical and mineralogical attributes were influenced by the degree of dissection of the Western Paulista Plateau soil. The spectral behavior of the regions at different stages of dissection were different in the spectral range of oxides (530 to 570 nm) and kaolinite (1880 to 2380 nm). The kaolinite was better environmental indicators to characterize the landscape in different stages of dissection in sandy soils, whereas hematite and goethite were better environmental indicators to characterize the landscape at different stages of dissection in basalt soils. This result may help to understand the evolution of the landscape and soil in other sedimentary basins.

Keywords: X-ray diffraction, geomorphology, pedogenesis, diffuse reflectance

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 (Capítulo 1) – Mapa de distribuição de Latossolos e Argissolos no Brasil e no estado de São Paulo. Fonte: Embrapa (2006).	4
Figura 1 (Capítulo 2) – Localização geográfica do Planalto Ocidental Paulista.....	37
Figura 2 (Capítulo 1) – Dinâmica de formação dos óxidos de ferro pedogênicos, adaptado de Barron et al. (2000).....	7
Figura 2 (Capítulo 2) – (a) proposta de unidades de dissecação da paisagem para o Planalto Ocidental Paulista, (b) principais unidades estratigráficas (formação geológica) e, (c) corte demonstrando a relação entre geologia e unidades de dissecação da paisagem.....	39
Figura 3 (Capítulo 1) – Modelo litoestratigrafia da Bacia Bauru proposto por Fernandes e Coimbra (2000).	16
Figura 3 (Capítulo 2) – Mapa geológico atualizado do Planalto Ocidental Paulista (escala semi-detalhada 1:200.000), b) mapa da intensidade de formas do terreno elaborado a partir da assinatura geomorfométrica (escala ultra detalhada < 1:5.000)..	40
Figura 3 (Capítulo 2) – (c) amostragem estratificada baseada nos compartimentos geológicos e geomorfológicos e comparação da variação magnética da amostragem estratificada com amostras complementares coletadas em área total (n=300).....	41
Figura 4 (Capítulo 2) – Difractogramas das argilas após a concentração dos óxidos de ferro dos solos representativos da Formação Vale do Rio do Peixe (arenito) e Serra Geral (basalto) do Planalto Ocidental Paulista. Unidade de dissecação: Pd= pouco dissecada, Id= intermediariamente dissecada, Ad= altamente dissecada; Gt= goethita, Hm = hematita, An= anatásio.	49
Figura 5 (Capítulo 2) – Gráfico da variância explicada do conjunto de atributos por cada componente principal e contribuição dos atributos mineralógicos, granulométricos e SM na composição do CP1 e CP2.....	52
Figura 6 (Capítulo 2) – Gráfico de dispersão dos escores dos componentes principais CP1 e CP2: formação geológica Vale do Rio do Peixe (VRP) e Serra Geral-SG), geomorfologia (alta dissecação (Ad), média dissecação (Md), pouca dissecação (Pd), Ferro Oxalato (Feo), Ferro ditonito (Fed), Argila, Areia, Índice de intemperismo (Ki), Largura à meia altura da goethita (LMA Gt 110), Largura à meia altura da hematita (LMA Hm 110) e Susceptibilidade magnética (SM).....	53

Figura 7 (Capítulo 2) – Espectros de reflectância difusa (ERD) das amostras de solos representativas das Formações Serra Geral (SG) e Vale do Rio do Peixe (VRP) do Planalto Ocidental Paulista. Unidades de dissecação pouco dissecada (Pd), intermediariamente dissecada (Id) e Altamente dissecada (Ad).55

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 1 (Capítulo 2) – Geologia, geomorfologia e classificação dos solos estudados.....	41
Tabela 2 (Capítulo 2) – Valores das análises químicas, granulométrica, suscetibilidade magnética e relações dos solos representativos do Planalto Ocidental Paulista, profundidade de 0–20 cm.	46
Tabela 3 (Capítulo 2) – Atributos cristalográficos dos minerais do solo da Formação Serra Geral e Vale do Rio do Peixe associados ao grau de dissecação do relevo ...	51

CAPÍTULO 1 – Considerações gerais

1.1 Introdução

Os pedoindicadores ambientais mais representativos das variações naturais e antrópicas do solo podem ser representados pela mineralogia, bem como outros atributos (físicos e químicos) do solo. Um atributo indicador de impacto ambiental diz respeito aos elementos ou parâmetros que fornecem a medida da magnitude de um impacto ambiental. O uso de atributos do solo identificadores de diferentes ambientes é uma ferramenta fundamental para direcionar práticas que reduzam o depauperamento a níveis toleráveis, estabelecendo as relações de causa e efeito em solos manejados.

Várias relações de causa e efeito tem sido relacionadas a mineralogia ou atributos covariativos a ela como emissão de gases (BARRIOS et al., 2012; LEAL et al., 2015), conservação do solo e da água (SANTOS et al., 2013; BARBOSA, 2014), uso racional de fertilizantes (CAMARGO et al., 2015), descarte de resíduos e aproveitamento de água residuária (PELUCO et al., 2013), modelos de pedogeomorfológicos (VASCONCELOS et al. 2013) e potencial de produtividade de culturas agrícolas como cana-de-açúcar (SANCHEZ NETO, 2015), citros (SIQUEIRA et al., 2010; CORTEZ et al., 2011) e café (SANCHEZ et al., 2012; POLLO, 2013; CARMO, 2014), sorção de herbicidas (ALVES et al., 2004) e mapas de trafegabilidade ou subsolagem a profundidade variada (CORTEZ et al., 2011).

Alguns dos primeiros estudos de variabilidade espacial da mineralogia foram feitos em solos de ambiente tropical na região sudeste do Brasil (CAMARGO et al., 2008a; CAMARGO et al., 2008b; CAMARGO et al., 2010a; CAMARGO et al., 2010b). Apesar de terem sido realizados em escala local, em diferentes escalas de trabalho variando de 1 ha (CAMARGO et al., 2008a; CAMARGO et al., 2008b) até 100.000 hectares (SANCHEZ NETO, 2015), estes estudos já inseridos no Planalto Ocidental Paulista permitiram o desenvolvimento de propostas mais elaboradas associando as variações mineralógicas com modelos de paisagem de Troeh (1965), Dalrymple et al. (1968) e Daniels et al. (1971). Nos últimos dez anos novas propostas têm sido realizadas com enfoque mineralógico testando métodos de quantificação de óxidos

de ferro (BAHIA et al., 2015) e caracterização da paisagem, complementando os modelos de paisagem tradicionais com técnicas adaptadas a região tropical como assinatura geomorfométrica (VASCONCELOS, 2011).

Entretanto, com a junção das informações multidisciplinares como a geomorfometria preocupada em descrever e quantificar as diferentes formas do relevo, geologia e solos (EVANS, 1972; MACMILLAN; SHARY, 2009; PIKE et al., 2009) auxiliada com ferramentas computacionais, como Modelo Digital de Elevação (MDE) (SMITH et al., 2006; CHAGAS et al., 2010), assinatura geomorfométrica (VASCONCELOS et al., 2012) e matemática (geoestatística, multivariada) (SIQUEIRA et al., 2010) tornaram-se possíveis caracterizar as formas da paisagem e consequentemente inferir sobre sua evolução, processos de morfogênese e pedogênese. Desta forma, essas técnicas cada vez mais estão sendo aplicadas nas ciências agrárias para identificação e caracterização da paisagem como, por exemplo, grau de dissecação e curvatura, além de indicar os atributos que podem ser considerados pedoindicadores específicos para compartimentalização da paisagem.

Mediante as técnicas de quantificação das variáveis morfométricas para representação das formas do terreno, assinaturas geomorfométricas (VASCONCELOS et al., 2012) e métodos indiretos de quantificação dos minerais do solo que auxiliam os métodos convencionais, o trabalho partiu da hipótese de que existem pedoindicadores específicos para compartimentos da paisagem em diferentes estádios de evolução (mais ou menos dissecados). Neste estudo, objetivou-se caracterizar os óxidos e hidróxidos de ferro (hematita e goethita), caulinita e gibbsita do Planalto Ocidental Paulista e associá-los com o estágio de evolução da paisagem em ambientes com diferentes teores de ferro total.

1.2 Revisão de Literatura

1.2.1 Óxidos de ferro nos solos tropicais

Os óxidos de ferro são os minerais predominantes na maior parte dos continentes do hemisfério sul, principalmente, nas regiões tropicais e subtropicais. Nos mapas de distribuição de solos do globo terrestre, esses minerais são formados em condições de solo (pedogênicos) e, são importantes constituintes de ambientes altamente intemperizados, notadamente nas principais Classes de solos Latossolos, Argissolos, Nitossolos e Plintossolos (EMBRAPA, 2013).

Os mapas brasileiros de distribuição de solos mostram (Figura 1) que as classes dos Latossolos e Argissolos ocupam uma área relativa de 58% do território nacional (EMBRAPA, 2013) onde é explorado o cultivo agrícola. Os Latossolos são caracterizados pela perda de silício e cátions básicos (dessilicatização), resistindo na fase residual do solo o quartzo (MUGGLER et al., 2007). De modo geral, a mineralogia da fração argila é constituída basicamente de óxidos e hidróxidos de ferro, gibbsita e caulinita, esta última representa, por sua vez, a única classe dos minerais silicatados (KÄMPF; CURI, 2000; WEBER et al., 2005).

Os Argissolos, entretanto, são caracterizados pela sua alta suscetibilidade aos processos erosivos, nitidamente são encontrados com erosão silenciosa (laminar) a grandes aberturas no solo (voçorocas), por estes motivos a atividade agrícola torna-se limitada (SANCHEZ et al., 2009) (Figura 1).

Estudos de caracterização realizados por Coelho e Vidal-Torrado (2003) afirmam que os Argissolos apresentam a fração argila constituída por caulinita, hematita, goethita, gibbsita e anatásio. Todavia, Moniz e Carvalho (1973) relatam que a mineralogia caulinítica dos Argissolos encontrados no Grupo Bauru se deve a riqueza do arenito em sílica. No estudo de Soares Júnior (2005) em Argissolos Vermelho Distrófico desta mesma formação, relataram que a caulinita corresponde cerca de 88,9% da constituição mineralógica da fração argila desferrificada do horizonte Bt, com presença de gibbsita e ilita em menores proporções.

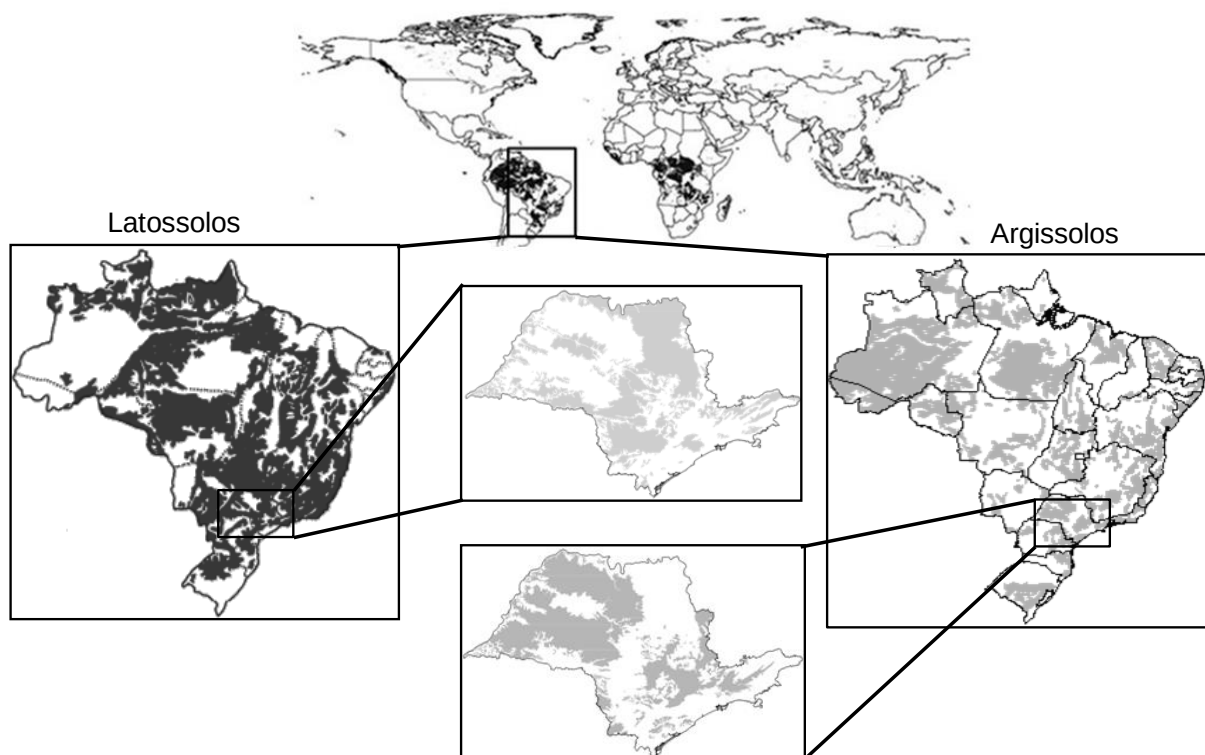


Figura 1. Mapa de distribuição de Latossolos e Argissolos no Brasil e no estado de São Paulo. Fonte: Embrapa (2006).

Nos diversos estudos sobre a assembleia mineralógica das regiões tropicais e subtropicais, especificamente se tratando dos solos brasileiros, Schwertmann e Taylor (1989) destacaram os óxidos e hidróxidos de ferro como os principais minerais pedogênicos, entretanto, outros minerais também fazem parte da constituição mineralógica como a gibbsita e a caulinita. Estes minerais são responsáveis pela dinâmica química (BIGHAM et al., 2002; INDA et al., 2013) e física do solo (SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985; MESQUITA FILHO; TORRENT, 1993; KNADEL et al., 2012). Entretanto, vale salientar que a proporção dos óxidos e hidróxidos de ferro, geralmente, é inferior à soma de caulinita e gibbsita (RESENDE et al., 1987).

De acordo com Inda Júnior (2002), na fração argila dos solos tropicais os principais óxidos e hidróxidos de ferro encontrados no solo são: hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$), lepidocrocita ($\gamma\text{-FeOOH}$), a magnetita (Fe_3O_4), ferrihidrita ($\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) e a green rust ($\text{Fe}^{+3}(\text{OH})_2\text{CO}_5(\text{H}_2\text{O})$). Sendo a hematita e a goethita os minerais predominantes dos solos tropicais, principalmente nos solos brasileiros, segundo Kämpf e Curi (2000).

Convém destacar que, dentre os grupos de óxidos de ferro, a maghemita e magnetita são minerais ferrimagnéticos conferindo aos solos magnetização espontânea quando submetido a um campo magnético. Esta característica é produzida durante a cristalização do mineral lito ou pedogênico, surgindo das propriedades de rotação dos elétrons não pareados e do impulso angular orbital (CRAIK, 1995; LUQUE, 2008).

A magnetita encontrada nos solos nas frações areia e silte expressam uma suscetibilidade magnética (SM) no intervalo de 39.000 a 111.600 $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, dependendo do tamanho do mineral. Enquanto a maghemita 28.600 a 50.000 $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, a qual está presente na fração argila dos solos (COSTA et al., 1999). Associado à magnetita, titânio e ilmenita encontra-se a hematita, importante mineral nos solos tropicais originados de basalto, entretanto, vale ressaltar que, os principais óxidos de ferro constituintes dos solos tropicais, hematita e goethita são antiferromagnéticos de baixa magnetização, 27 a 169, 35 a 125 $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Outros minerais, não pertencentes ao grupo dos óxidos, frequentemente encontrados no solo como, o quartzo e a caulinita são diamagnéticos, apresentando suscetibilidade negativa, pois não apresentam ferro na sua estrutura (DEARING, 1994).

1.2.2 Ambiente de formação dos óxidos de ferro

Os óxidos ferro são minerais lito e pedogênicos de grande importância na ciência do solo, não só por desempenharem papéis importantes nas propriedades química, física e morfológica do solo, ou por serem os minerais de maior ocorrência, mas sim, por guardar testemunho de sua evolução. Essas informações elucidam as diversas condições ambientais de sua gênese, resultando em grande variação na cor, grau de cristalinidade, substituição isomórfica e na própria constituição mineralógica. Por este motivo, os óxidos de ferro são considerados pedoindicadores ambientais por refletirem as condições ambientais de sua formação e persistirem por longo tempo no solo (FEY; DIXON, 1981; SCHULZE, 1984; SCHWERTMANN; CARLSON, 1994; CORNELL; SCHWERTMANN, 1996).

De acordo com o modelo pedogênicos atual de formação dos óxidos de ferro, a goethita e a hematita são formadas durante o processo de intemperismo dos

minerais primários. Neste caso, os minerais litogênicos menos resistentes que contêm íons de Fe^{2+} na estrutura cristalina, tais como: olivinas, piroxênios (augita), anfibólios (hornblenda) e biotita são dissolvidos, desta forma, a rede cristalina desses minerais é rompida e, o íon Fe^{2+} (reduzido) é liberado para o solo na forma oxidada Fe^{3+} subordinado às novas condições ambientais (SCHWERTMANN, 1985). Outros minerais como a magnetita e ilmenita, frequentemente encontrados na fração areia e silte, sobre ação de intemperismo ao longo do tempo, são dissolvidos e liberam Fe para o solo (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003).

Por sua vez no solo, o íon Fe^{+3} oxidado pode recombinar com outras espécies químicas (O^- , OH^- , H^+ entre outros) resultando na neoformação dos minerais secundários (ou pedogênicos), como por exemplo, os óxidos de ferro. Contudo, os vários destinos do íon ferro é determinado pelas condições do ambiente, como pH, Eh, temperatura, umidade, teor de matéria orgânica, composição da solução do solo e o estado de oxidação do ferro. Inicialmente, pode recombinar-se com oxigênio formando os grupos específicos denominados de óxidos, hidróxidos ou oxihidróxidos, aqui generalizados como óxidos de ferro (Figura 2), os quais são estáveis em solos intemperizados (SCHULZE, 1989; SPOSITO, 1989). Da combinação originam os principais óxidos e hidróxidos de ferro encontrados no solo, a hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$), lepidocrocita ($\gamma\text{-FeOOH}$), a magnetita (Fe_3O_4), ferrihidrita ($\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) e a green rust ($\text{Fe}^{+3}(\text{OH})_2\text{CO}_5(\text{H}_2\text{O})$) (Figura 2).

Além do modelo de formação dos óxidos de Fe pedogênicos, existem na literatura trabalhos que elucidam hipoteticamente a formação da goethita e hematita litogênicas. Por exemplo, pode ser citado o trabalho de Fabris et al. (1985), no qual estes pesquisadores levantaram três hipóteses; a primeiramente hipótese pressupõe que tanto a hematita como a goethita são minerais primários originados da rocha; a segunda proposição considera apenas a hematita como um mineral litogênico, enquanto a goethita tem sua formação a partir dela, e a terceira hipótese assume que a goethita pode ter origem tanto primária como secundária.

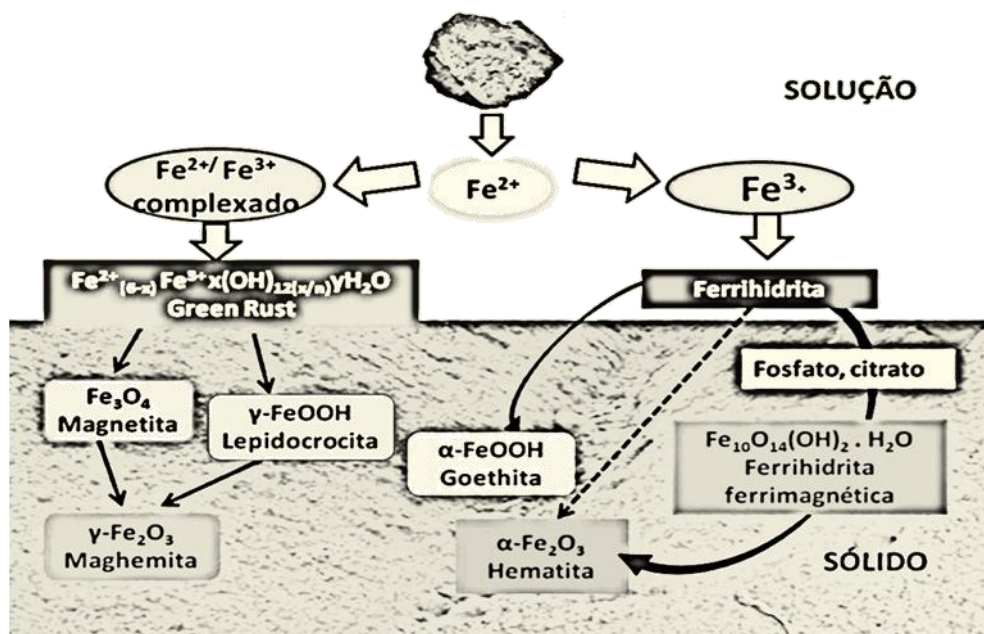


Figura 2. Dinâmica de formação dos óxidos de ferro pedogênicos, adaptado de Barron et al. (2000).

A formação desses minerais está associada ao processo de evolução do solo, influenciado principalmente pelas condições climáticas das regiões tropicais como chuva e temperatura (FONTES; WEED, 1991; KÄMPF; CURI, 2000). Durante a pedogênese, os minerais primários de fácil intemperização como feldspatos e micas tem sua estrutura rompida, com liberação do silício para o sistema, processo este denominado de dessilicatização. Desta forma, a caulinita é formada diretamente das transformações dos minerais primários. Condições ambientais de clima seco e quente, drenagem livre, contudo sem perda total da sílica e pH baixo, o silício em solução pode precipitar e formar a caulinita, processo denominado de neoformação.

Em condições de intemperismo intenso e de boa drenagem do solo, a atividade do silício é baixa ou até mesmo caracterizado com sua perda total, isto somado a baixa concentração de bases na solução do solo e pH em torno de 5,2 (LINDSAY, 1979) condicionam no acúmulo de alumínio e, favorece a formação de gibbsita (SCHAEFER et al., 2008). De acordo com Hsu (1989), a formação da gibbsita depende principalmente da atividade do silício em solução (LINDSAY, 1979; VIOLANTE; HUANG, 1985; HSU, 1989).

O ambiente preferível de formação da goethita está associada às condições climáticas mais úmida, solos desenvolvidos de rochas com baixo teor de ferro (por

exemplo, arenito), pH do solo baixo, presença de umidade e matéria orgânica que possa complexar o ferro). Considerado o óxido de Fe mais comum, com ocorrência em quase todos os ambientes pedogênicos, a goethita é o primeiro mineral a ser formado no início do processo de pedogênese, sendo facilmente encontrados na superfície dos horizontes ou camadas do solo próximo ao material de origem (RESENDE et al., 2005). Em contrapartida, a hematita, segundo mineral mais abundante, se desenvolve em solos sob condições de clima quente, alto teor de ferro (basalto), baixa atividade da água (ausência de estagnação de água), pH próximo a 7 e baixo teor de matéria orgânica, ou ainda, condições ambientais que favoreçam a rápida decomposição dos substratos orgânicos com liberação e acúmulo de ferro no solo (BUOL et al., 1997; KÄMPF; CURI, 2000).

No entanto, os solos originados arenito da Formação Caiuá situados na porção noroeste do estado do Paraná, Resende et al. (1997) evidenciaram presença da hematita como um dos principais constituintes desses solos. Os autores relataram que os solos da Formação Caiuá são caracterizados pela textura média e com baixos teores de ferro, porém a cor vermelha é deslumbrada pela hematita em razão ao seu alto poder pigmentante. Assim, mesmo ocorrendo em baixos teores no solo, a hematita é capaz de inibir a coloração amarela impressa pela goethita.

Das condições ambientais relatadas, o clima quente associado ao baixo teor de matéria orgânica ou rápida decomposição da matéria orgânica favorece a liberação do ferro, que por sua vez não é complexado e, sim precipitado na forma de ferrihidrita, considerado precursor da hematita. O efeito do clima quente refere-se à alta temperatura que acelera o processo de desidratação da ferrihidrita corroborando a formação da hematita. Condição contrastante, a baixa temperatura e presença de matéria orgânica condicionam a formação da goethita por mecanismo de dissolução e precipitação, haja vista que o Fe permanece mais tempo complexado na matéria orgânica e a baixa temperatura anula a formação de ferrihidrita e, conseqüentemente, a hematita não é formada. Este comportamento foi discutido por Inda Júnior (2002) e Inda Júnior e Kämpf (2005), em Latossolos brasileiros. Isto confirma que a formação dos óxidos de Fe está condicionada as características específicas do ambiente, como temperatura, umidade, pH e matéria orgânica (KÄMPF; CURI, 2000).

1.2.3 Influência da paisagem na neoformação dos óxidos de ferro em região tropical

Com a integração de diversos campos da ciência que tem como objeto descrever e separar as diferentes formas do relevo, como a geomorfometria (MACMILLAN; SHARY, 2009; PIKE et al., 2009), possibilitou a ciências agrárias a divisão de grandes áreas em função das suas características geológicas e geomorfológicas o que proporcionou o uso e manejo do solo para fins específicos de forma racional e sustentável e econômica (MARQUES JÚNIOR; LEPSCH, 2000). Isso só tornou-se possível com o avanço e inserção de ferramentas matemáticas e computacionais, como modelos Digital de Elevação (MDE) (SMITH et al., 2006; CHAGAS et al., 2010) simultaneamente associadas análises estatística, como multivariadas (SIQUEIRA et al., 2010) e geoestatísticas (CAMPOS et al., 2009).

Deste modo, desconsiderou-se a ideia de que os solos são entidades independentes ocorrendo em pontos específicos, assim, mediante esse conhecimento interdisciplinar, considera-se que todas as partes da paisagem estão inter-relacionadas, proporcionando a integração de todos os atributos do solo (DANIELS; NELSON, 1987).

As feições visíveis da paisagem são combinações dos fatores de formação do solo (material de origem, clima, organismo, tempo e o relevo) com eventos pretéritos que alteraram e ao mesmo tempo construíram as formas da paisagem atual. Convém ressaltar que a forma da paisagem não foi sempre à mesma e continuará evoluindo. Desta forma, a geomorfologia, a qual trata de compreender as formas do relevo (pedoformas lineares, côncavas e convexas, intensidade de dissecação), e associá-las com os processos pretéritos e atuais, são produtos de eventos geológicos e geomorfológicos ocorridos e preservam as informações de sua evolução, incluindo dos próprios solos, que podem estar sendo desenvolvidos por um ou mais substratos geológicos, consolidados ou não, na dependência de sua evolução pós-deposicional (HUMBEL, 1978; BOULET et al., 1979).

Estudos mais antigos relacionando a formação dos minerais hematita e goethita com o grau de dissecação em uma Planície Costeira da Carolina do Norte, Coventry et al. (1973) relataram que nos pedoambientes altamente dissecados a mineralogia

predominante era a goethita (marrom-amareladas), enquanto na borda do planalto onde o lençol freático é mais profundo e os solos eram mais secos prevalecia a mineralogia hematítica.

Nos solos brasileiros, muitos minerais apresentam estruturas complexas e variadas herdadas das distintas condições de metamorfismo, intemperismo e da diagênese que foram sujeitos durante o processo de formação (CARIOCA et al., 2011). Neste sentido, as características dos pedoambientes, tais como, forma de curvatura, grau de dissecação e sua posição na paisagem podem acumular ou não matéria orgânica ou estagnação de água (GHIDIN et al., 2006; CAMPOS et al., 2007) e afetar as características cristalográficas dos minerais da fração argila obtidas pela difração de raios-X, como grau de cristalinidade (Largura à meia altura (LMA) e diâmetro médio do Cristal (DMC), área de superfície específica (ASE) e o teor deste minerais, como foi afirmado por Curi e Franzmeier (1984).

Em estudos desenvolvidos por Camargo et al. (2008b), analisando os atributos mineralógicos da fração argila de um Latossolo sob diferentes formas do relevo na região de Guariba, SP, evidenciaram que nos pedoambientes de forma convexo-côncavas resultaram em goethita, hematita e gibbsita de baixa cristalinidade, confirmada pelos baixos valores de DMC. Enquanto nas posições lineares estes apresentavam-se mais cristalinos. Neste caso, em relação à forma côncava, há um favorecimento de acúmulo de matéria orgânica das partes mais inclinadas e maior tempo com água estagnada nas posições mais estáveis da paisagem (RAWLS; PACHEPSKY, 2002).

Estudos de caracterização realizado por Campos et al. (2012) em diferentes segmentos da vertente de Argissolos na região de Jaboticabal-SP, contataram o maior grau de cristalinidade dos óxidos de ferro no topo da paisagem, quando comparado aos ambientes de encosta e sopé. Observações neste sentido também foram feitas no Planalto Central de Goiás por Curi e Franzmeier (1984) que encontraram os maiores teores de gibbsita nos pedoambientes mais elevados de uma topossequência de Latossolos, enquanto, a mineralogia caulinítica ocorria nas posições mais baixas, associadas à goethitas de menor DMC.

Caracterizando a mineralogia de Latossolos em diferentes feições do relevo, Montanari et al. (2010) concluíram que os maiores valores da relação Fe_o/Fe_d estavam

ligados ao conteúdo de matéria orgânica que favorece o aumento de Feo (SILVA et al., 2001). Neste mesmo trabalho, os maiores valores da relação Fe_d/Fe_2O_3 pedoforma linear e convexa em relação à côncava. De acordo com Marques Júnior e Lepsch, (2000), este comportamento é um indicativo que as pedoformas linear e convexa são pedogeneticamente mais evoluídas.

Desta forma, o processo de dissecação das formas da paisagem, responsável por moldar e influenciar a variabilidade dos atributos do solo, está diretamente associado ao controle estrutural da geologia e as unidades de dessecamento. Assim, a caracterização dos minerais do solo, em especial, da fração argila permite discriminar solos por material de origem e grau de evolução da paisagem, haja vista que eles refletem o ambiente de sua gênese.

De fato, torna-se substancial a promoção de estudo mais detalhado levando em consideração a geomorfologia para compreensão dos processos que atuaram e continuam modificando a paisagem e, a sua aplicação em estudo de funções de pedotransferência (PACHEPSKY; RAWLS, 1999; OLIVEIRA et al., 2002). Objetivando designar as equações que estimam características do solo de difícil obtenção a partir de outras mais facilmente obtidas.

1.2.4 Métodos de quantificação dos óxidos de ferro

Com o avanço tecnológico em meados do século XX, principalmente na computação e na engenharia de materiais, a agricultura foi favorecida com os sofisticados equipamentos, muitos desses adaptados exclusivamente ao setor agrícola, a exemplos disso são o GPS (Sistema de Posicionamento Global), a informática e muitos dos sensores controladores acoplados nas máquinas agrícolas. A ciência do solo também teve seus estudos a nível atômico beneficiado. O uso de difratograma de raio-X (DRX) (CORNELL; SCHWERTMANN, 1996), suscetibilidade magnética (SM) (TORRENT; BARRON, 1993; BÁRRON et al., 2000) e, mais recentemente, a inserção da espectroscopia de reflectância difusa (ERD) (GRIMLEY; VEPRASKAS, 2000) aplicados a identificação e quantificação dos minerais do solo. A grande vantagem em se utilizar a ERD e a SM em relação aos métodos tradicionais está na análise múltipla de constituintes de maneira rápida, com menor custo e

necessidade de mão-de-obra, além de não ser poluente por não utilizar produtos químicos ou reagentes e não ser destrutivo (AMORIM, 1996), podendo ser analisadas em campo, com a utilização de aparelhos portáteis.

1.2.4.1 Difração de raios-X

Dentre os métodos convencionais de caracterização dos minerais do solo, tem-se o método direto de quantificação e identificação da constituição inorgânica do solo, a difração de raios-X (DRX). Apesar de ser a técnica mais utilizada, a DRX apresenta algumas limitações tais como: a) superposição dos picos de difração, b) baixa sensibilidade aos baixos teores de ferro dos solos herdados do próprio material de origem, c) solos submetidos à condição de reduções (alteração oxirredução) e d) elevada substituição isomórfica do Fe por Al (SCHEINOST et al., 1998; TORRENT; BARRÓN, 2008).

Alguns autores argumentam que as dificuldades da DRX na caracterização dos minerais estão associadas a gênese, composição química, textura, tamanho do cristal (orientação preferencial), no qual, essas características interferem na intensidade dos picos (JENKINS; SNYDER, 1996; FABRIS et al., 2009). Além disso, a DRX apresenta alto custo de obtenção do equipamento ficando restrita aos grandes centros de pesquisa e ao procedimento das amostras, no qual exige a necessidade de pré-tratamentos com extratores fortes (ácidos) e podem comprometer a saúde humana e ao meio ambiente.

1.2.4.2 Espectroscopia de reflectância difusa

A espectroscopia de reflectância difusa (ERD) é uma técnica alternativa que pode ser utilizada para complementar os métodos convencionais de análise do solo, sendo um método indireto. A ERD tem seu princípio na cor emitida quando o fluxo radiante é incidido sobre a matéria, neste caso, o solo. Quanto mais escuro for o solo, características de solos que tem como constituintes a hematita, maghemita e presença de matéria orgânica, menor energia são refletidas e ocorre o rebaixamento da curva. Do contrário, quando a amostra de solo apresenta minerais de cores claras,

como goethita ocorre a elevação da curva, pois grande parte da energia incidida foi refletida. Este fato deve-se à menor pigmentação amarela da goethita (WYSZECKI; STILES, 1982). Sendo assim, a cor é um atributo morfológico confiável na identificação dos óxidos de ferro (RESENDE, 1976; SCHWERTMANN, 1993). Convém advertir que vários pesquisadores têm reportado sobre a influência da umidade, do teor de matéria orgânica e a textura do solo influenciando o comportamento da curva espectral (SCHEINOST et al., 1998; BARRÓN et al., 2000; TORRENT; BARRÓN, 2008).

O potencial do uso dessa técnica na agricultura, especialmente na ciência do solo, tem sido demonstrado por vários autores (BROWN et al., 2006; VISCARRA ROSSEL et al., 2006; BEN-DOR et al., 2008a; BEN-DOR et al., 2008b; DU et al., 2008; TORRENT; BARRÓN, 2008; VISCARRA ROSSEL; WEBSTER, 2011; BAHIA et al., 2014; CAMARGO et al., 2014), mediante a utilização de espectros na faixa do visível (VIS) e infravermelho (NIR).

Avaliando a capacidade preditiva da cor na quantificação dos óxidos de Fe hematita e goethita do solo em diferentes Latossolos brasileiros, determinada pela técnica de refletância difusa, Fernandes et al. (2004) curvas espectrais diferenciaram os solos mais claros dos mais escuros, observando aumento da curva em função dos menores teores da hematita e da matéria orgânica. No trabalho de Bahia et al. (2015) com diferentes métodos para estimar os óxidos de ferro do solo, concluíram que conteúdo de Hm e Gt estimado pela ERD apresentaram uma precisão de 99 e 79%, respectivamente, em relação ao DRX. Quanto a sua sensibilidade da ERD na detecção dos óxidos de ferro, Scheinost et al. (1998) observaram que a adição de 0,05 % de qualquer um destes óxidos de Fe a uma amostra de solo desferrificado foi possível de ser detectada e medida nas curvas obtidas.

1.2.4.3 Suscetibilidade Magnética

A suscetibilidade magnética (SM) é uma característica dos minerais presentes nas rochas e no solo e pode ser definida como a medida da facilidade com que um material se magnetiza em presença de um campo magnético (VEROSUB; ROBERTS, 1995). Partindo deste princípio, pode-se afirmar que ela é afetada, principalmente,

pelos mesmos fatores de formação do solo, ou seja, pelo clima (DEARING et al., 2001; MAHER et al., 2003), material de origem (FONTES et al., 2000; HANESCH et al., 2001), relevo (JONG et al., 2000), regime hídrico (MAHER, 1998), fauna/flora (DEARING et al., 1995), erosão, influência antrópica (HANESCH; SCHOLGER, 2005) e tempo (WHITE; WALDEN, 1997). Nesse sentido, Schachtschabel et al. (1998), afirmam que a SM é sensível às variações dos fatores e processos de formação do solo, podendo ser expressa nas propriedades cristalográficas dos minerais presentes nos sedimentos e no solo, e pode ser considerada como uma técnica alternativa de método indireto e promissora no estudo quantitativo de óxidos de ferro.

Vários são os trabalhos de campo que mostram a eficiência desta técnica, como foi observado nos estudos de Siqueira et al. (2010). Os autores encontraram em solos desenvolvidos de rochas máficas teores de maghemita e magnetita com valores de χ_{LF} da ordem de 286 a 440 $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ e de 440 a 1110 $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, respectivamente. Em outros estudos como os de Ventura Jr. et al. (2001) e Guzmán et al. (2010), ou autores utilizaram as medidas de suscetibilidade magnética de marcadores constituídos por óxidos de ferro magnéticos sintéticos para avaliar a erosão de solos.

Em seu estudo, Peluco et al. (2013), concluíram que a SM pode ser usada como em função de pedotransferência, na quantificação indireta das doses recomendadas e da capacidade de suporte do solo à aplicação de vinhaça. No trabalho de Siqueira et al. (2010), os autores encontraram correlações significativas da SM com o teor de argila, a CTC, a capacidade de adsorção de fósforo e o teor de hematita, confirmando o emprego da SM nas funções de pedotransferência, além de aplicação das informações obtidas por esta técnica na elaboração de mapas para fins de uso e manejo específico do solo segundo Cortez et al. (2011).

1.2.5 Planalto Ocidental Paulista

O Estado de São Paulo apresenta uma extensão territorial de 248.209,4 m^2 , distribuído em cinco províncias geomorfológicas (formas de relevo): Planalto Atlântico, Província Costeira, Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental (ALMEIDA, 1981). O Planalto Ocidental Paulista corresponde aproximadamente 13

milhões de hectares (ha) (~48% do Estado de São Paulo), sendo considerada a maior unidade morfológica do estado.

Dentre as unidades geológicas que afloram no Planalto Ocidental Paulista, destaca-se a Bacia Bauru, especificamente ao oeste de São Paulo (FERNANDES; COIMBRA, 1996). Ocupando uma área de 370.000 km², o Grupo Bauru apresenta uma sequência sedimentar de natureza arenítica. A formação deste grupo aconteceu ainda no período do Cretáceo inferior (14–65,5 Ma), período mais recente da Era Mesozoica, no qual foi caracterizado por intensos movimentos das placas tectônicas culminando para fragmentação da única grande massa continental (Pangeia) existente. A fragmentação do continente resultou na formação do supercontinente Gondwana, caracterizado por derrames e acúmulo de lavas basálticas ocorridas no Cretáceo inferior, no qual as rochas Cretáceas do Grupo Bauru são, na grande maioria, de sedimentos siliciclásticos continentais, repousando-se sobre o basalto da Formação Serra Geral (SILVA et al., 2003).

À medida que os estudos na Bacia Bauru avançaram, novas proposições sobre a estratigrafia e evolução foram sendo construídas. As proposições mais recentes e aceitas desta unidade geológica, subdivide a Bacia Bauru em dois grupos: Caiuá e Bauru (FERNANDES, 1998; FERNANDES; COIMBRA, 1998). O Grupo Caiuá emerge na região norte do estado do Paraná, se estende pelo oeste do Estado de São Paulo e Mato Grosso do Sul abrange diversas formações geológicas, como formações Rio Paraná no estado de São Paulo, Goio Erê e Santo Anastácio (Figura 3). Sua formação está relacionada aos depósitos eólicos, lençóis de areia, clima seco, com extensas e monótonas planícies desérticas *Sand sea* (Deserto Caiuá), como foi explicitado por Batezelli (2010).

Após o evento de deposição eólica supracitadas, houve um período sem aporte de sedimentos, condicionando uma superfície descontínua. Neste cenário foi formado o grupo Bauru relacionada com ambientes lacustres, com deposições fluviais e aluviais, além da exposição ao clima árido e semi-árido (BATEZELLI, 2010). Neste grupo, encontram-se as formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, incluindo os Analcimitos Taiúva, rochas vulcânicas (FERNANDES, 2004; FERNANDES et al., 2007).

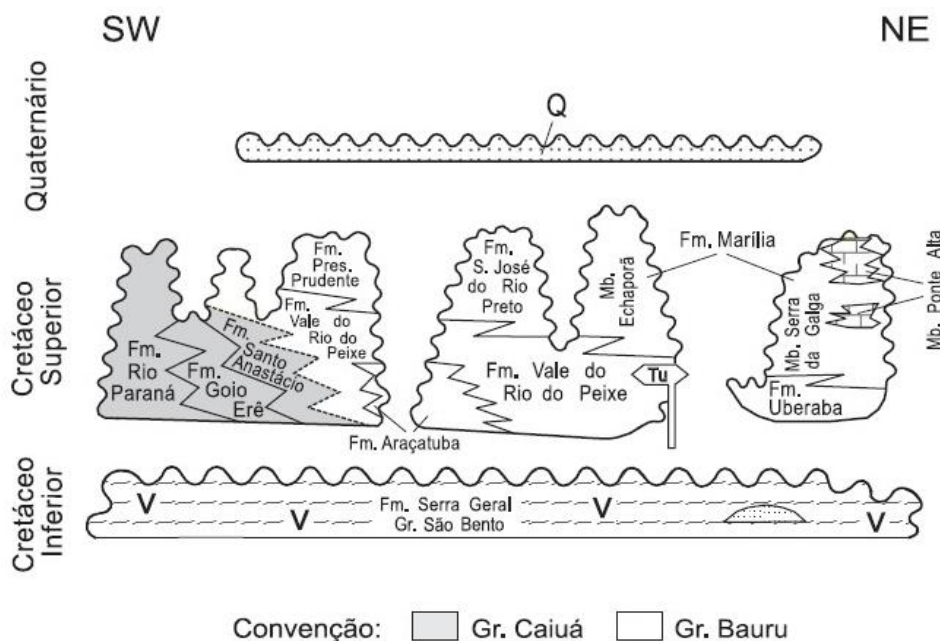


Figura 3. Modelo litoestratigrafia da Bacia Bauru proposto por Fernandes e Coimbra (2000).

A Formação Vale do Rio do Peixe corresponde o principal substrato geológico da parte oeste do estado. Depois de estabelecido a formação Serra Geral no Cretáceo Inferior, os eventos de deposições essencialmente eólicos resultaram em extensas áreas planas, na forma de lençóis de areia e campos de dunas baixas, associados com depósitos de loesse, e deram origem a Formação Vale do Rio do Peixe, especificamente no Cretáceo Superior como observado na Carta litoestratigráfica da Bacia Bauru proposta por Fernandes e Coimbra (2000). Desta forma, estudos litoestratigráficos revelam que a Formação Vale do Rio do Peixe encontra-se assentada sobre a formação Serra Geral.

A Formação Vale do Rio do Peixe é composta basicamente por substratos arenitos intercalados com siltitos ou lamitos arenosos. Entretanto, observam-se na extensa área desta unidade geológica, variações texturais condicionadas durante a formação e evolução deste substrato. Na parte ocidental e norte predominam as intercalações de estratos siltosos. Na parte sudoeste, a Formação Vale do Rio do Peixe é caracterizada por ambientes desérticos, enquanto na borda leste da região de Matão-SP, é marcado por maior imaturidade textural e granulação mais grossa (FERNANDES; COIMBRA; 2000).

Ao longo do tempo, os embasamentos de rochas do grupo Bauru sob ação do intemperismo, resultaram na diversidade de solos encontrados no Planalto Ocidental Paulista. Os solos de maior ocorrência são classificados como Argissolos Vermelho-Amarelo, Latossolos, Latossolos férrico, Neossolo Litólico, Nitossolo Vermelho e Gleissolo Háptico, sendo as classes Latossolos e Argissolos dominantes do Planalto. Considera-se ainda, a importância da aplicação dos óxidos de ferro no estudo investigativo da sua evolução.

De forma geral, os óxidos e hidróxidos de ferro somados a caulinita e gibbsita são produtos de eventos geológicos e geomorfológicos pretéritos que testemunham a sua evolução e a dos próprios solos do Planalto Ocidental Paulista, que podem estar sendo sustentados por um ou mais substratos geológicos, consolidados ou não, na dependência de sua evolução pós-deposicional. Por este motivo, a identificação e quantificação dos minerais possibilita distinguir os pedoambientes, visando manejo específico e o direcionamento de práticas seguras que reduzam o depauperamento do solo (MARQUES JÚNIOR; LEPSCH, 2000).

1.3 Referências

ALMEIDA, F. F. M. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. p. 77–89.

AMORIM H. V. **Manual de métodos analíticos para o controle da produção de álcool e açúcar**. Piracicaba: Esalq-USP, 1996. 230 p.

ALVES, P. L. C. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; FERRAUDO, A. S. Soil attributes and efficiency of sulfentrazone on control of purple nutsedge (*Cyperus rotundus* L.). **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 61, n. 3, p. 319-325, 2004. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0103-90162004000300014>>.

BAHIA, A. S. R. S.; MARQUES JÚNIOR, J.; PANOSSO, A. R.; CAMARGO, L. A.; SIQUEIRA, D. S.; LA SCALA JÚNIOR, N. Iron oxides as proxies for characterizing anisotropy in soil CO₂ emission in sugarcane areas under green harvest. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, Amsterdam, v. 192, p. 152–162, 2014.

BAHIA, A. S. R. S.; MARQUES JÚNIOR, J.; PANOSSO, A. R.; CAMARGO, L. A.; SIQUEIRA, D. S.; TEIXEIRA, D. D. B.; LA SCALA JUNIOR, N. Field-scale spatial correlation between iron oxides and CO₂ emission in a Oxisol with sugarcane. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 72, n. 2, p. 157–166, 2015.

BARBOSA, R. S. **Erodibilidade de Latossolos predita pela suscetibilidade magnética e espectroscopia de reflectância difusa**. 2014. 64 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Jaboticabal, 2014.

BARRIOS, M. R.; MARQUES JÚNIOR, J.; PANOSSO, A. R.; SIQUEIRA, D. S.; LA SCALA JÚNIOR, N. Magnetic susceptibility to identify landscape segment son a detailed scale in the region of Jaboticabal, São Paulo, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, n. 4, p. 1.073–1.082, 2012.

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. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Eds.). **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2000. p. 139–162.

BATEZELLI, A. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das bacias Caiuá e Bauru no Sudeste brasileiro. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 40, n. 2, p. 265–285, 2010.

BEN-DOR, E.; HELLER, D.; CHUDNOVSKY, A. A novel method of classifying soil profiles in the field using optical means. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 72, n. 4, p. 1.113-1.123, 2008a.

BEN-DOR, E.; TAYLOR, R. G.; HILL, J.; DEMATTE, J. A. M.; WHITING, M. L.; CHABRILLAT, S.; SOMMER S. Imaging spectrometry for soil applications. **Advances in Agronomy**, Maryland Heights, v. 97, p. 321–392, 2008b.

BIGHAM, J. M.; FITZPATRICK, R. W.; SCHULZE, D. Iron oxides. In: DIXON, J. B.; SCHULZE, D. G. (Eds.). **Soil mineralogy with environmental applications**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. p. 323–366.

BUOL, S. W.; SOUTHARD, R. J.; GRAHAM, R. C.; McDANIEL, P. A. **Soil genesis and classification**. 4.ed. Iowa: Blackwell, 1997. 527 p.

BOULET, R.; BRUGIÈRE, J. M.; HUMBEL, F. X. Relations entre organization des sols et dynamique de l'eau en Guyane Française Septentrionale. **Science du Sol**, Ardon, v. 1, p. 3–18, 1979.

BROWN, D. J.; SHEPHERD, K. D.; WALSH, M. G.; MAYS, M. D.; REINSCH, T. G. Global soil characterization with VNIR diffuse reflectance spectroscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 132, n. 3-4, p. 273–290, 2006.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas do relevo: II - correlação espacial entre mineralogia e agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2.279–2.288, 2008a.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas de relevo. I-Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2.269–2.277, 2008b.

CAMARGO, L. A.; MONTANARI, R.; MARQUES JÚNIOR, J.; CAMPOS, M. C. C.; SOUZA, Z. M. Caracterização mineralógica de Latossolos em diferentes feições do relevo na região de Jaboticabal, SP. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 41, n. 2, p. 191–199, 2010a.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T. Spatial variability of physical attributes of an alfisol under different hillslope curvatures. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 3, p. 617–630, 2010b.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; BAHIA, A. S. R. S. Clay mineralogy and magnetic susceptibility of Oxisols from Bauru Group Sandstones in different geomorphic surfaces. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 71, p. 244–256, 2014.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; BARRÓN, V.; ALLEONI, L. R. F.; BARBOSA, R. S.; PEREIRA, G. T. Mapping of clay, iron oxide and adsorbed phosphate in Oxisols using diffuse reflectance spectroscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 251–252, p. 124–132, 2015.

CAMPOS, M. C. C.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; SOUZA, Z. M.; MONTANARI, R. Planejamento agrícola e implantação de sistema de cultivo de cana-de-açúcar com auxílio de técnicas geoestatísticas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 13, n. 3, p. 297–304, 2009.

CAMPOS, M. C. C.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; MONTANARI, R.; CAMARGO, L. A. Relações solo-paisagem em uma litossequência arenito-basalto na região de Pereira Barreto, SP. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 3, p. 519–529, 2007.

CAMPOS, M. C. C.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JÚNIOR, V. S.; RIBEIRO FILHO, M. R.; ALMEIDA, M. C. Topossequência de solos na transição campos naturais-floresta na região de Humaitá, Amazonas. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 42, n. 3, p. 387–398, 2012.

CARIOCA, A. C.; COSTA, G. M.; BARRÓN, V.; FERREIRA, C. M.; TORRENT, J. Aplicação da espectroscopia de reflectância difusa na quantificação dos constituintes de bauxita e de minério de ferro. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 64, n. 2, p. 199–204, 2011.

CARMO, D. A. B. **Cor do solo na caracterização de áreas específicas de manejo para cultura do café**. 2014. 73 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Jaboticabal, 2014.

CHAGAS, C. S.; FERNANDES FILHO, E. I.; ROCHA, M. F.; CARVALHO JÚNIOR, W.; SOUZA NETO, N. C. Avaliação de modelos digitais de elevação para aplicação em um mapeamento digital de solos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 2, p. 218–226, 2010.

COELHO, M. R.; VIDAL-TORRADO P. Caracterização e gênese de perfis plínticos desenvolvidos de arenito do Grupo Bauru. II – Mineralogia. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 3, p. 495–507, 2003.

COVENTRY, R.J.; TAYLOR, R.; FITZPATRICK, R. W. Pedological significance of the gravel in some red and grey earth of central North Queensland. **Australian Journal of Soil Research**, Clayton, v. 21, p. 219–240, 1983.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides**: structure, properties, reactions, occurrence and uses. Weinheim: Wiley VCH, 1996. 573 p.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The iron oxides**: structure, properties, reactions, occurrence, and uses. 2. ed. Weinheim: Wiley VCH, 2003. 664 p.

CORTEZ, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PELUCO, R. G.; TEIXEIRA, D. B.; SIQUEIRA, D. S. Suscetibilidade magnética para identificação de áreas de manejo específico em citricultura. **Energia na agricultura**, Botucatu, v. 26, n. 3, p. 60–79, 2011.

COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. M.; RHOTON, F. E.; TRAINA, S. J. Quantification and characterization of maghemite in soils derived from volcanic rocks in southern Brazil. **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 47, n. 4, p. 466–473, 1999.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 341–346, 1984.

CRAIK, D. **Magnetism, principles and applications**. Lisboa: John Wiley and Sons, 1995. 459 p.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. F.; CADY, J. G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advances in Agronomy**, Maryland Heights, v. 23, p. 51–87, 1971.

DANIELS, R. B.; NELSON, L. A. Soil variability and productivity: future developments. In: _____. (Ed.). **FUTURE: development in soil science research**. Madison: Soil Science Society of America, Golden Anniversary Publication, 1987. p. 279–292.

DALRYMPLE, J. B.; BLONG, R. J.; CONACHER, A. J. A hypothetical nine unit land a surface model. **Geomorphologie**, Clermont-Ferrand, v. 12, p. 60–76, 1968.

DEARING, J. A. **Environmental magnetic susceptibility**. Using the Bartington MS2 system. London: British Library, 1994. 104 p.

DEARING, J. A.; LEES, J. A.; WHITE, C. Mineral magnetic properties of acid gleyed soils under oak and Corsican pine. **Geoderma**, Amsterdam, v. 68, n. 4, v. 68, p. 309–319, 1995.

DEARING, J. A.; LIVINGSTONE, I. P.; BATEMAN, M. D.; WHITE, K. Palaeoclimate records from OIS 8.0–5.4 recorded in loess-palaeosol sequences on the Matmata Plateau, southern Tunisia, based on mineral magnetism and new luminescence dating. **Quaternary International**, Oxford, v. 76–77, p. 43–56. 2001.

DU, C.; LINKER, R.; SHAVIV, A. Identification of agricultural Mediterranean soils using mid-infrared photoacoustic spectroscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 143, n. 1, p. 85–90, 2008.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2006. 306 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. Ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2013. 353 p.

EVANS, I. S. General geomorphometry, derivations of altitude and descriptive statistics. In: CHORLEY, R. J. (Ed.). **Spatial Analysis in Geomorphology**, London: British Geomorphological Research Group, 1972. p. 17–90.

FABRIS, J. D.; RESENDE, M.; GALVÃO, E.; COEY, J. M. D. Iron oxides in two Oxisols from the Brazilian coastal plain. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 36, n. 4, p. 543–550, 1985.

FABRIS, J. D.; VIANA, J. H. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; WYPYCH, F.; STUCKI, J. W. Métodos físicos de análises em mineralogia do solo. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. **Química e mineralogia dos solos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 611–694.

FERNANDES, L. A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 1998. 216 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

FERNANDES, L. A. **Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000**. Paraná: Editora UFPR. 2004. p. 53–66. (Boletim Paranaense de Geociências, Documentos, 55).

FERNANDES L. A.; COIMBRA A. M. Estratigrafia e evolução geológica da Bacia Bauru (Ks, Brasil), In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 101.

FERNANDES L. A.; COIMBRA A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 4, p. 717–728, 2000.

FERNANDES, L. A.; CASTRO, A. B.; BASILICI, G. Seismites in continental sand sea deposits of the Late Cretaceous Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 199, n. 1–2, p. 51–64, 2007.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 2, p. 195–205, 1996.

FERNANDES, R. B. A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; FONTES, M. P. F. Quantificação de óxidos de ferro de latossolos brasileiros por espectroscopia de reflectância difusa. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 2, p. 245–257, 2004.

FEY, M. V.; DIXON, J. B. Synthesis and properties of poorly crystalline hydrated aluminous goethites. **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 29, n. 1–2, p. 91–100, 1981.

FONTES, M. P. F.; WEED, S. B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. Mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 1143–1149, 1991.

FONTES, M. P. F.; OLIVEIRA, T. S.; COSTA, L. M.; CAMPOS, A. A. G. Magnetic separation and evaluation of magnetization of Brazilian soils from different parent materials. **Geoderma**, Amsterdam, v. 96, n. 1–2, p. 81–99, 2000.

GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Topossequências de Latossolos originados de rochas balsáticas no Paraná. I - Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 293–306, 2006.

GRIMLEY, D. A.; VEPRASKAS, M. J. Magnetic Susceptibility for Use in Delineating Hydric Soils. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 64, n. 6, p. 2.174–2.180, 2000.

GUZMÁN, G.; BARRÓN, V.; GÓMEZ, J. A. Evaluation of magnetic iron oxides as sediment tracers in water erosion experiments. **Catena**, Amsterdam, v. 82, n. 2, p. 126–133, 2010.

HANESCH, M.; SCHOLGER, R.; DEKKERS, M. J. The application of fuzzy c –means cluster analysis and non-linear mapping to a soil data set for the detection of polluted sites. **Physics and Chemistry of the Earth**, Oxford, v. 26, n. 11–12, p. 885–891, 2001.

HANESCH, M.; SCHOLGER, R. The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. **Geophysical Journal International**, Oxford, v. 161, n. 1, p. 50–56, 2005.

HSU, P. H. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.). **Minerals in Soil Environments**. Madison: Soil Science Society American Journal, 1989. p. 331–378.

HUMBEL, F. X. Caractérisation, par des mesures physiques, hydrologiques et de l'enracinement de sols de Guyane Française à dynamique de l'eau superficielle. **Science du Sol**, Ardon, v. 8, p. 83–94, 1978.

INDA JÚNIOR, A. V. **Caracterização de goethita e hematita em solos poligenéticos**. 2002. 123 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

INDA JÚNIOR, A. V.; KÄMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução redutiva em solos de região tropical e subtropical. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 6, p. 851–866, 2005.

INDA, A. V.; TORRENT, J.; BARRÓN, V.; BAYER, C.; FINK, J. R. Iron oxides dynamics in a subtropical Brazilian Paleudult under long-term no-tillage management. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 70, n. 1, p. 48–54, 2013.

JENKINS, R.; SNYDER, R. L. **Introduction to X-ray Powder Diffractometry**. New York: John Wiley & Sons, 1996. 403 p.

JONG, E.; PENNOCK, D. J.; NESTOR, P. A. Magnetic susceptibility of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada. **Catena**, Amsterdam, v. 40, n. 1, p. 291–305, 2000.

KÄMPF, N.; CURI, N. Óxidos de ferro: Indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. 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. p. 107–138.

KNADEL, M.; VISCARRA ROSSEL, R. A.; DENG, F.; THOMSEN, A.; GREVE, M. H. Visible-near infrared spectra as a proxy for topsoil texture and glacial boundaries. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 77, n. 2, p. 568–579, 2012.

LEAL, F. T.; FRANÇA, A. B. C.; SIQUEIRA, D. S.; TEIXEIRA, B.; MARQUES JÚNIOR, J.; LA SCALA JÚNIOR, N. Characterization of potential CO₂ emissions in agricultural areas using magnetic susceptibility. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 72, n. 6, p. 535–539, 2015.

LINDSAY, W. **Chemical Equilibria in Soils**. New York: John Wiley; 1979. 449 p.

LUQUE, E. C. L. Propiedades magnéticas de los óxidos de hierro en suelos mediterráneos. 2008. 179 f. Tese (Doutorado) - Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes, Universidad de Córdoba, Córdoba, 2008.

MACMILLAN, R. A.; SHARY, P. A. Landforms and Landform Elements in Geomorphometry. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications**. v. 33. Amsterdam: Elsevier, 2009. p. 227–254.

MAHER, B. A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 137, n. 30, p. 25–54, 1998.

MAHER, B. A.; ALEKSEEV, A.; ALEKSEEVA, T. Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 201, n. 3–4, p. 321–341, 2003.

MARQUES JÚNIOR, J.; LEPSCH, I. F. Depósitos superficiais neoceno-zóicos, superfícies geomórficas e solos em Monte Alto, SP. **Geociências**, Rio Claro, v. 19, n. 2, p. 90–106, 2000.

MESQUITA FILHO, M. V.; TORRENT, J. Phosphate sorption as related to mineralogy of a hydrosquence of soils from Cerrado Region (Brazil). **Geoderma**, Amsterdam, v. 58, n. 1–2, p. 107–123, 1993.

MONIZ, A. C.; CARVALHO A. Sequência de evolução de solos derivados do Arenito Bauru e de rochas básicas do Estado de São Paulo. **Bragantia**, Campinas, v. 32, único, p. 309–335, 1973.

MONTANARI, R.; MARQUES JÚNIOR, J.; CAMPOS, M. C. C.; SOUZA, Z. M.; CAMARGO, L. A. Caracterização mineralógica de Latossolos em diferentes feições do relevo na região de Jaboticabal, SP. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 41, n. 2, p. 191–199, 2010.

MUGGLER, C. C.; BUURMAN, P.; VAN DOESBURG, J. D. J. Weathering trends and parent material characteristics of polygenetic Oxisols from Minas Gerais, Brazil: I. Mineralogy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 138, n. 1–2, p. 39–48, 2007.

OLIVEIRA, L. B. et al. Funções de pedotransferência para predição da umidade retida a potenciais específicos em solos do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, Viçosa, v. 26, n. 2, p. 315-323, 2002.

PACHEPSKY, Y. A.; RAWLS, W. J. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, n. 6, p. 1.748-1.756, 1999.

PELUCO, R. G.; MARQUES JÚNIOR, J.; SIQUEIRA, D. S.; PEREIRA, G. T.; BARBOSA, R. S.; TEIXEIRA, D. D. B.; ADAME, C. R.; CORTEZ, L. A. Suscetibilidade magnética do solo na estimação da capacidade de suporte à aplicação de vinhaça. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 48, n. 6, p. 661–672, 2013.

PIKE, R. J.; EVANS, I. S.; HENGL, T. Geomorphometry: A Brief Guide. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. **Geomorphometry: Concepts, Softwares, Applications**. v. 33. Amsterdam: Elsevier, 2009. p. 3–30.

POLLO, G. Z. **Suscetibilidade magnética, atributos do solo e da planta na discriminação de áreas de manejo específico na cultura do café**. 2013. 58 f. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) – Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, 2013.

RAWLS, W. J.; PACHEPSKY, Y. A. Using field topographic to estimate soil water retention. **Soil Science**, Philadelphia, v. 167, n. 7, p. 423–435, 2002.

RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of Central Plateau of Brazil**. 1976. 237 f. Tese (Doutorado) – Purdue University, West Lafayette, 1976.

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. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 11. p. 17-23, 1987.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B. **Mineralogia dos solos brasileiros: interpretação e aplicações**. Lavras: Universidade Federal de Lavras, 2005. 192 p.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 2.ed. Viçosa: Núcleo de Estudo de Planejamento e Uso da Terra/Universidade Federal de Viçosa, 1997. 367 p.

SANCHEZ NETO, V. Produção e qualidade da cana-de-açúcar em diferentes formas da paisagem. 2015. 52 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Jaboticabal, 2015.

SANCHEZ, M. G. B.; MARQUES JÚNIOR, J.; SIQUEIRA, D. S.; CAMARGO, L. A.; PEREIRA, G. T. Delineation of specific management areas for coffee cultivation based on the soil relief relationship and numerical classification. **Precision Agriculture**, New York, v. 14, n. 2, p. 201–214, 2012.

SANCHEZ, R. B.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; SOUZA, Z. M.; MARTINS FILHO, M. V. Variabilidade espacial de atributos do solo e de fatores de erosão em diferentes pedoformas. **Bragantia**, Campinas, v. 68, n. 4, p. 873–884, 2009.

SANTOS, H. L.; MARQUES JÚNIOR, J.; MATIAS, S. S. R.; SIQUEIRA, D. S.; PEREIRA, G. T. Erosion factors and magnetic susceptibility in different compartments of a slope in Gilbués – PI, Brazil. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 33, n. 1, p. 64–74, 2013.

SCHACHTSCHABEL, P.; BLUME, H. P.; BRÜMMER, G.; HARTGE, K. H. SCHWERTMANN, U. **Lehrbuch der Bodenkunde**. 14. ed. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1998. p. 494.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of brazilian latosols (oxisols): a review. **Clay Minerals**, Twickenham, v. 43, p. 137–154, 2008.

SCHEINOST, A. C.; CHAVERNAS, A.; BARRON, V.; TORRENT, J. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to nearinfrared range to identify and quantify Fe oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 46, n. 5, p. 528–536, 1998.

SCHULZE, D. G. The Influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 32, n. 1, p. 36–44, 1984.

SCHULZE, D.G. An introduction to soil mineralogy. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.) **Minerals in soil environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 11–34.

SCHWERTMANN, U. The effect of environments on iron oxide minerals. **Advances in Soil Science**, New York, v. 1, p. 172–200, 1985.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, Philadelphia, v. 139, p. 344–350, 1985.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in soil environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 379–438.

SCHWERTMANN, U. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation. In: BIGHAM, J. M.; CIOLKOSZ, E. J. **Soil color**. Madison: Soil Science Society of America, 1993. p. 51–69.

SCHWERTMANN, U.; CARLSON, L. Aluminum influence on iron oxides: XVII. Unit-cell parameters and aluminum substitution of natural goethites. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, p. 256–261, 1994.

SILVA, F. P. **Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no Estado de São Paulo**. 2003. 166 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

SILVA, M. B.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; NASCIMENTO, R. A. M. Estudo de topossequência da baixada litorânea fluminense: efeitos do material de origem e posição topográfica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 4, p. 965–976, 2001.

SIQUEIRA, D. S.; MARQUES JÚNIOR, J.; MATIAS, S. S. R.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; BAFFA, O.; OLIVEIRA, L. C. Correlation of properties of Brazilian Haplustalfs with magnetic susceptibility measurements. **Soil, Use and Management**, Oxford, v. 26, n. 4, p. 425–431, 2010.

SOARES JÚNIOR, A. A. Argilominerais de um Argissolo Vermelho Distrófico arênico, na região de Marília-SP. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 13, 2005, Piracicaba. **Anais...** Piracicaba: ESALQ, 2005. 1 CD ROM.

SMITH, M. P.; ZHU, A. X.; BURT, J. E.; STILES, C. The effects of DEM resolution and neighborhood size on digital soil survey. **Geoderma**, Amsterdam, v. 155, n. 1–2, p. 55–66, 2006.

SPOSITO, G. **The surface chemistry of soils**. New York: Oxford University Press, 1989. 234 p.

TORRENT, J.; BARRÓN, V. Laboratory measurement of soil color: theory and practice. In: BIGHAM, J. M.; CIOLKOSZ, E. J. (Ed.) **Soil color**. Madison: Soil Science Society of America Journal, 1993. p. 21–33.

TORRENT, J.; BARRÓN, V. Diffuse Reflectance Spectroscopy. In: ULERY, A. L.; DREES, L. R. (Eds.). **Methods of Soil Analysis** – Part 5. Mineralogical Methods. Madison: Soil Science Society of America Journal, 2008. p. 367–387.

TROEH, F. R. Landform equations fitted to contour maps. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 263, p. 616–627, 1965.

VASCONCELOS, V. **Classificação das formas de terreno e a sua relação com os solos do Chapadão do Zagaia, Serra da Canastra – MG**. 2011. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2011.

VASCONCELOS, V.; CARVALHO JÚNIOR, A. O.; MARTINS, E. S.; COUTO JÚNIOR, A. F.; GUIMARAES, R. F.; GOMES, R. A. T. Sistema de classificação geomorfométrica baseada em uma arquitetura sequencial em duas etapas: árvore de decisão e classificador espectral, no Parque Nacional da Serra da Canastra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 171–186, 2012.

VASCONCELOS, V.; MARTINS, E. S.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; SIQUEIRA, D. S.; COUTO JÚNIOR, A. F.; GUIMARAES, R. F.; GOMES, R. A. T.; REATTO, A. Modelo de evolução pedogeomorfológica da Serra da Canastra, MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 195–210, 2013.

VENTURA JR., E.; NEARING, M. A.; NORTON, L. D. Developing a magnetic tracer to soil study erosion. **Catena**, Amsterdam, v. 43, n. 4, p. 277–291, 2001.

VEROSUB, K. L.; ROBERTS, A. P. Environmental magnetism: past, present and future. **Journal of Geophysical Research**, Hoboken, v. 100, n. b2, p. 2175–2192, 1995.

VIOLANTE, A.; HUANG, P. M. Influence of inorganic and organic ligands on the formation of aluminum hydroxides and oxyhydroxides: **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 33, n. 3, p. 181–192, 1985.

VISCARRA-ROSSEL, R. A.; WALVOORT, D. J. J.; MCBRATNEY, A. B.; JANIK, L. J.; SKJEMSTAD, J. O. Visible, near-infrared, mid-infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. **Geoderma**, Amsterdam, v. 131, n. 1–2, p. 59–75, 2006.

VISCARRA-ROSSEL, R. A.; WEBSTER, R. Discrimination of Australian soil horizons and classes from their visible–near infrared spectra. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 62, n. 4, p. 637–647, 2011.

WEBER, O. L. S.; CHITOLINA, J. C.; CAMARGO, O. T.; ALLEONI, L. R. F. Cargas elétricas estruturais e variáveis de solos tropicais altamente intemperizados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 6, p. 867–873, 2005.

WHITE, K.; WALDEN, J. The rate of iron oxide enrichment in arid zone alluvial fan soils, Tunisian southern atlas, measured by mineral magnetic techniques, **Catena**, Amsterdam, v. 30, n. 2–3, p. 215–227, 1997.

WYSZECKI, G.; STILES, W. S. **Color science: concepts and methods, quantitative data and formulae**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1982. 950 p.

CAPÍTULO 2 – Mineralogia da fração argila dos solos de diferentes origens litológicas do Planalto Ocidental Paulista (São Paulo, Brasil)

Resumo – A diversidade geológica do Planalto Ocidental Paulista condicionou a formação de diversos solos, predominado na fração argila caulinita, óxidos de ferro e gibbsita; minerais pedogênicos considerados indicadores de processos evolutivos do solo e da paisagem atual na região tropical. Desta forma, esta pesquisa teve por objetivo caracterizar a mineralogia da fração argila estabelecendo sua relação com os compartimentos geológicos com baixos e altos teores de ferro total e associá-la com o grau de dissecação da paisagem do Planalto Ocidental Paulista, São Paulo (Brasil). Baseado nas informações geológicas, geomorfológica e na amplitude de variação dos teores de ferro pedogênicos (Fe_d e Fe_o). Foram coletadas 12 amostras de solo na profundidade de 0,0 – 0,2 m para caracterização química, física, suscetibilidade magnética, mineralógica e espectral. A magnitude dos teores totais obtida pela digestão com ácido sulfúrico evidenciou a diferença do material de origem, geologia, intensidade de pedogênese e geomorfologia. Nos solos da Formação Vale do Rio do Peixe predominaram a mineralogia caulinitica, enquanto na Formação Serra Geral, hematítica. Os atributos granulométricos, químicos e mineralógicos foram influenciados pelo grau de dissecação dos solos do Planalto Ocidental Paulista. O comportamento espectral das regiões em diferentes estágios de dissecação, foram diferentes na faixa espectral dos óxidos (530 a 570 nm) e caulinita (1900 a 2200 nm). A caulinita foi melhor pedoindicador para caracterizar a paisagem em diferentes estágios de dissecação nos solos de arenito, enquanto que a hematita e goethita foram melhores pedoindicadores para caracterizar a paisagem em diferentes estágios de dissecação nos solos basalto. Esse resultado pode auxiliar na compreensão da evolução da paisagem e do solo em outras bacias sedimentares.

Palavras-chave: difração de raio-X, geomorfologia, pedogênese, reflectância difusa

Clay mineralogy of soils of different lithological origins of Western Paulista Plateau (São Paulo, Brazil)

Abstract – The geological diversity of the Western Paulista Plateau conditioned the formation of various soils predominated in kaolinite clay fraction, iron oxides and gibbsite; pedogenic minerals considered indicators of evolutionary processes of the soil and the current landscape in the tropical region. Thus, this study aimed to characterize the clay mineralogy establishing its relationship with the geological compartments with low and high total iron content and associate it with the degree of landscape dissection Western Paulista Planalto, São Paulo (Brazil). Based on geological, geomorphological and amplitude variation of pedogenic iron levels (Fed and Feo). They collected 12 soil samples in the depth 0.0 to 0.2 m for chemical, physical, magnetic susceptibility, mineralogical and spectral. The magnitude of the total contents obtained by digestion with sulfuric acid showed the difference in the source material, geology, geomorphology and pedogenesis intensity. In soils Training Fish River Valley predominated kaolinitic mineralogy, while the Serra Geral Formation, hematítica. The granulometric, chemical and mineralogical attributes were influenced by the degree of dissection of the Western Paulista Plateau soil. The spectral behavior of the regions at different stages of dissection, were different in the spectral range of oxides (530 to 570 nm) and kaolinite (1900 to 2200 nm). The kaolinite was better environmental indicator to characterize the landscape in different stages of dissection in sandy soils, while hematite and goethite were better environmental indicator to characterize the landscape at different stages of dissection in basaltic soils. This result may help in understanding the evolution of the landscape and soil in other sedimentary basins.

Keywords: X-ray diffraction, geomorphology, pedogenesis, diffuse reflectance

2.1 Introdução

O Planalto Ocidental Paulista corresponde aproximadamente 13 milhões de hectares do estado de São Paulo, destacando-se como um importante pólo de exploração agrícola, mais especificamente no cultivo de citros e cana-de-açúcar. A diversidade geológica do Planalto condicionou a formação de solos em avançados estágios de intemperização, com maior expressão das classes dos Latossolos e os Argissolos (EMBRAPA, 2013). Mesmo que estes solos estejam intensamente explorados, pouco são os estudos de caracterização mineralógica em escala detalhada. Por esta razão, a carência dessas informações, impede o desenvolvimento de uma agricultura de precisão, sustentável e menos onerosas, limitando a produção das culturas (REZAEI; GILKES, 2005).

Devido ao avançado grau de pedogênese, na composição mineralógica da fração argila predominam os minerais caulinita (Ct) formada diretamente das transformações dos minerais primários e, outros constituintes obrigatórios da fração argila, sobretudo daqueles desenvolvidos de rochas basálticas como os óxidos e hidróxidos de ferro, goethita (Gt) e hematita (Hm) associados a gibbsita (Gb), representante do oxi-hidróxidos, genericamente denominados de óxidos. Este grupo de minerais governam a dinâmica química (BIGHAM et al., 2002; INDA et al., 2013) e física dos solos tropicais (SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985; KNADEL et al., 2012).

Diferentes áreas do conhecimento como a geologia, geomorfologia e geotecnia têm buscado na fração argila informações importantes quanto aos eventos pretéritos de formação do solo e da dinâmica da paisagem. Isto porque, os óxidos de ferro têm sua formação influenciada pelas condições do ambiente, desta forma, formados em condições de solo (pedogênicos), refletem os distintos materiais de origem e as diversas condições ambientais de sua gênese, resultando em grande variação na cor, grau de cristalinidade, substituição isomórfica e na própria constituição mineralógica. Por estes motivos, os óxidos de ferro são considerados pedoindicadores ambientais por refletirem as condições ambientais de sua formação (CORNELL; SCHWERTMANN, 1996; SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; BIGHAM et al., 2002).

O estágio de evolução geomorfológica tem sido registrado como condicionador da constituição mineralógica do solo, ainda, o teor e os parâmetros cristalográficos

são fortemente influenciados pelas características pedoambientais (WILLIAMS; COVENTRY, 1979; CURI; FRANZMEIER, 1984). Camargo et al. (2008) constataram Gt, Hm e Gb com cristalinidade (maior DMC) nos pedoambientes com formas convexo-côncavas em comparação aos lineares. Enquanto Curi e Franzmeier (1983) ao avaliarem uma topossequência de Latossolos, originário do basalto do Planalto Central do Brasil, denotaram as maiores concentrações de gibbsita nas posições mais elevadas da paisagem, já nas posições de baixadas a caulinita foi favorecida.

Na Planície Costeira da Carolina do Norte, Coventry et al. (1973) verificaram que nos pedoambientes altamente dissecados, os solos eram mais rasos, com estagnação de umidade e predomínio da Gt, conferindo cor marrom-amareladas aos solos. Em contrapartida, nas bordas do planalto, os solos eram vermelhos, mais profundos e sem problemas de estagnação de água, sendo a Hm o principal mineral da fração argila. Tal fato supracitado, consolida que a formação dos minerais é influenciada pelas condições ambientais, diretamente associada ao controle estrutural da geologia e unidades de dissecamento da paisagem.

Neste sentido, a identificação e caracterização dos minerais da fração são imprescindíveis na interpretação da pedogênese do solo, intensidade de intemperismo e descrição dos processos pretéritos responsáveis pela paisagem atual. Tradicionalmente, a identificação dos óxidos de ferro poder ser feita diretamente com uso da difratometria de raios-X (DRX) (CORNELL; SCHWERTMANN, 1996), principalmente a Hm e Gt (CAMARGO et al., 2014, 2015; BAHIA et al., 2014, 2015). Métodos indiretos também são usados na identificação dos óxidos de ferro, tal como extratores químicos (MEHRA; JACKSON, 1960; SCHWERTMANN, 1964; EMBRAPA, 1979).

Novas técnicas têm sido propostas no estudo de caracterização dos atributos do solo, de forma rápida e menor custo, além de permitir a caracterização dos minerais diretamente no campo, como é o caso da espectroscopia de reflectância difusa (ERD) e a suscetibilidade magnética (SM). A ERD tem seu princípio identificação na cor expressa pela matéria, neste caso, os minerais do solo (TORRENT; BARRÓN, 2008). Neste sentido, estes autores propuseram o uso da (ERD) na identificação e quantificação indireta dos minerais, sobre tudo, da Hm e Gt, os quais são fortemente associados a cor do solo. Esta técnica permite a análise de múltiplos minerais de

forma rápida, menor custo e necessidade de mão-de-obra, além de não agredir o meio ambiente (AMORIM,1996).

A magnetização vista em minerais de Fe lito e/ou pedogênicos é um fenômeno associado ao movimento de translação e rotação dos elétrons em resposta ao campo magnético indutor (LUQUE, 2008). A quantificação dessa magnetização caracteriza a SM. Assim, o uso da SM torna-se um parâmetro confiável para diferenciar ou prever solos desenvolvidos de diferentes origens litológicas com baixos e altos teores de ferro total, haja vista que estes solos encontram-se em avançados estados de pedogênese, sendo os óxidos de ferro expressivos na fração argila dos solos tropicais, em particular nos solos brasileiros (GRIMLEY; VEPRASKAS, 2000; SIQUEIRA, 2010).

Portanto, o presente trabalho foi realizado com o objetivo de caracterizar a mineralogia da fração argila a partir de compartimentos geológicos com baixos e altos teores de ferro total do Planalto Ocidental Paulista, São Paulo (Brasil), estabelecendo suas relações com o grau de dissecação da paisagem.

2.2 Material e Métodos

2.2.1 Localização e caracterização da área de estudo

A área de estudo consiste no Planalto Ocidental Paulista correspondendo aproximadamente 13 milhões de hectares (~ 48% do Estado de São Paulo, Brasil) (Figura 1). Geologicamente, o Planalto tem sua formação datada no período Cretáceo Superior (88 a 65 milhões anos atrás), previamente e essencialmente moldado por rochas areníticas do Grupo Bauru, subjacente aos derrames basálticos da Formação Serra Geral (FERNANDES; COIMBRA, 2000). Caracteriza-se ainda, principalmente, pela presença de sedimentos arenosos, argilosos e cascalho, rochas vulcânicas de composição básica e sequências sedimentares, principalmente psamíticas, podendo incluir piroclásticas (ETCHEBEHERE, 2000).

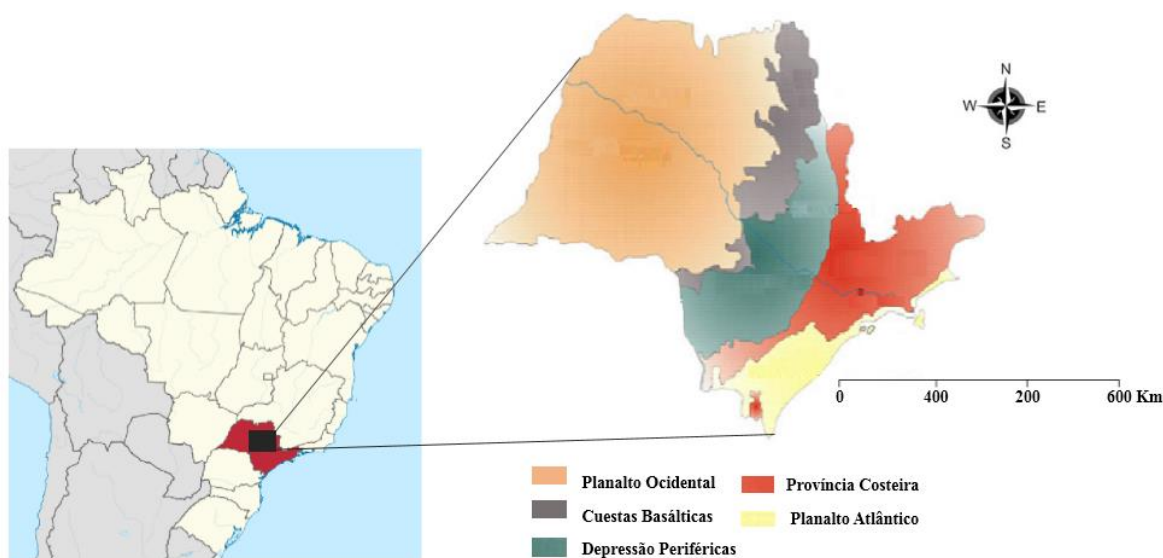


Figura 1. Localização geográfica do Planalto Ocidental Paulista.

Dos 13 milhões de hectares do Planalto, aproximadamente 2 milhões de hectares são ocupados pelo basalto da Formação Serra Geral (15,5%), 7,4 milhões de hectares pelo arenito da Formação Vale do Rio do Peixe (57,1%) e 3,6 milhões de hectares por outras formações sedimentares (27,5%) (FERNANDES et al., 2007). A vegetação natural da área era Mata Atlântica na região oeste e Cerrado na região leste e sudoeste do Planalto, sendo o uso atual mais representativo cultivo de cana-de-açúcar e pastagem. A altitude varia de 357 a 610 m e, segundo a classificação climática de Thornthwaite (1948), o clima predominante na região norte e noroeste do Planalto é o tropical com estação seca de inverno ($C_{2r}A'a'$), enquanto que na região sul prevalece o clima temperado úmido com verão quente ($B_{4r}B'_{4a}$). Já na parte leste e sudeste o clima é temperado úmido com inverno seco e verão quente ($B_{2r}B'_{3a}$). Os solos de maior ocorrência são classificados como Argissolo Vermelho-Amarelo, Latossolo, Latossolo férrico, Neossolo Litólico, Nitossolo Vermelho e Gleissolo Háplico (EMBRAPA, 2013).

2.2.2 Análise dos compartimentos da paisagem

O mapa de intensidade de formas do terreno foi elaborado segundo método proposto por Vasconcelos et al. (2012) baseado na assinatura geomorfométrica. Este

método tem por objetivo diminuir a subjetividade da identificação de compartimentos pelos modelos conceituais de paisagem (TROEH, 1965; DALRYMPLE et al., 1968; DANIELS et al., 1971), podendo ser aplicado em diversas escalas. Para elaboração das assinaturas geomórfométricas foram utilizadas informações da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) que adquiriu dados topográficos de 80% da superfície terrestre (entre as latitudes 60°N e 57°Sul) no período de 11 dias no ano 2000 utilizando dois radares de abertura sintética relativos à banda C (5,6 cm; C-RADAR) e a banda X (3,1cm; X-RADAR). O Modelo Digital de Elevação (MDE) da SRTM é uma grade regular com resolução espacial de 3 arcsec (~90 metros) e precisão vertical de 5 metros (SMITH; SANDWELL, 2003). A partir da interpretação do mapa de intensidade de formas do terreno (modelos pedogeomorfológicos) (VASCONCELOS et al., 2013), foi possível caracterizar-se o Planalto Ocidental Paulista em três estágios de dissecação da paisagem, classificados em: Pouco dissecado (Pd), Intermediariamente dissecado (Id) e Altamente dissecado (Ad), conforme apresentado na figura 2.

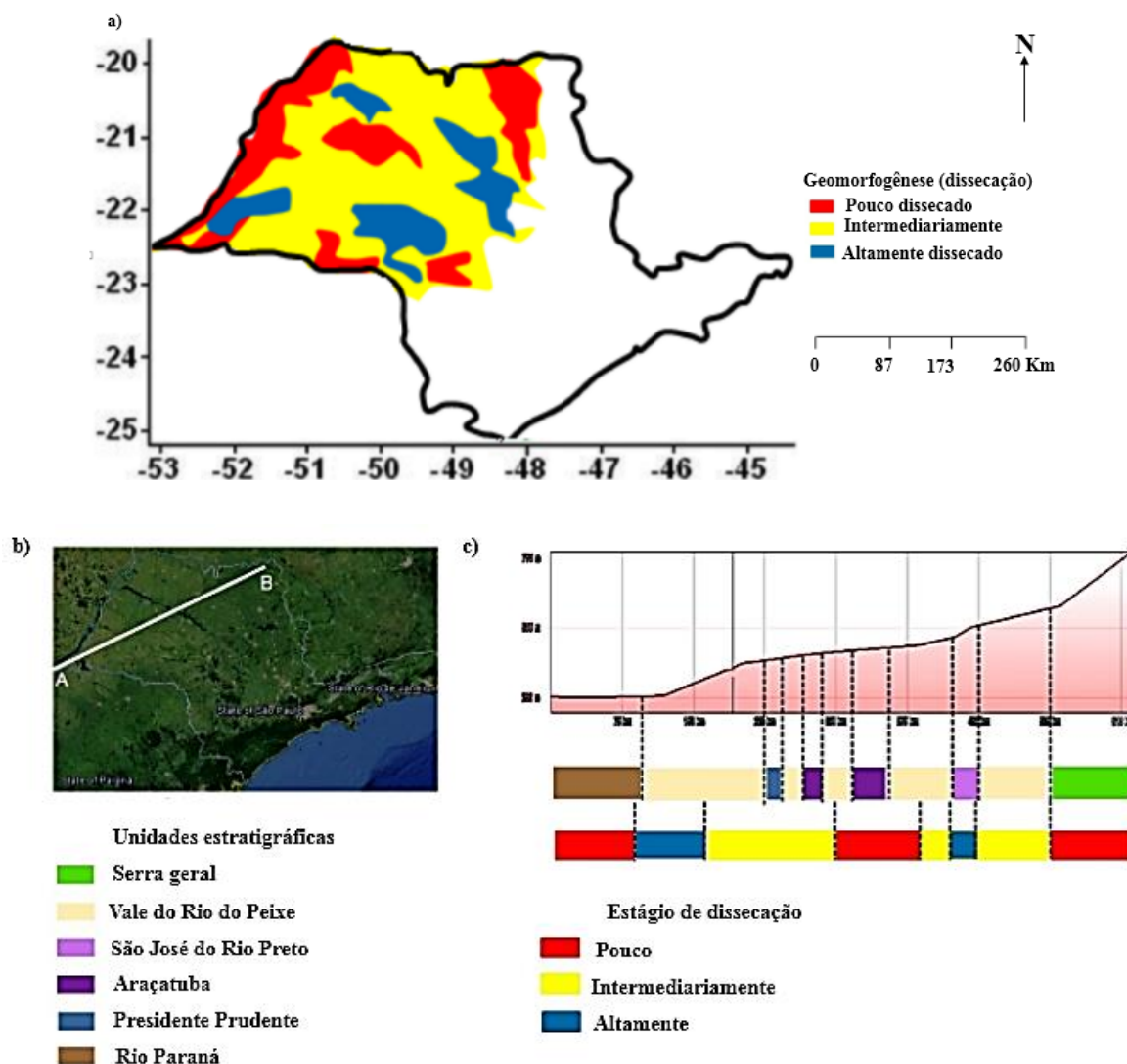


Figura 2. (a) proposta de unidades de dissecção da paisagem para o Planalto Ocidental Paulista, (b) principais unidades estratigráficas (formação geológica) e, (c) corte demonstrando a relação entre geologia e unidades de dissecção da paisagem.

2.2.3 Planejamento amostral

A amostragem foi fundamentada nas informações geologia, geomorfologia e variação de suscetibilidade magnética, desta forma foi coletada um total de 12 amostras de solos na profundidade de 0,0-0,2 m, representativas da variabilidade fisiográficas do Planalto Ocidental Paulista (Figura 3 a, b e c). Os solos amostrados são unidades de duas classes de solos predominantes da área de estudo, os quais foram discriminados de acordo com o material de origem (baixos e altos teores de Fe) e o grau de dissecção da paisagem (Tabela 1).

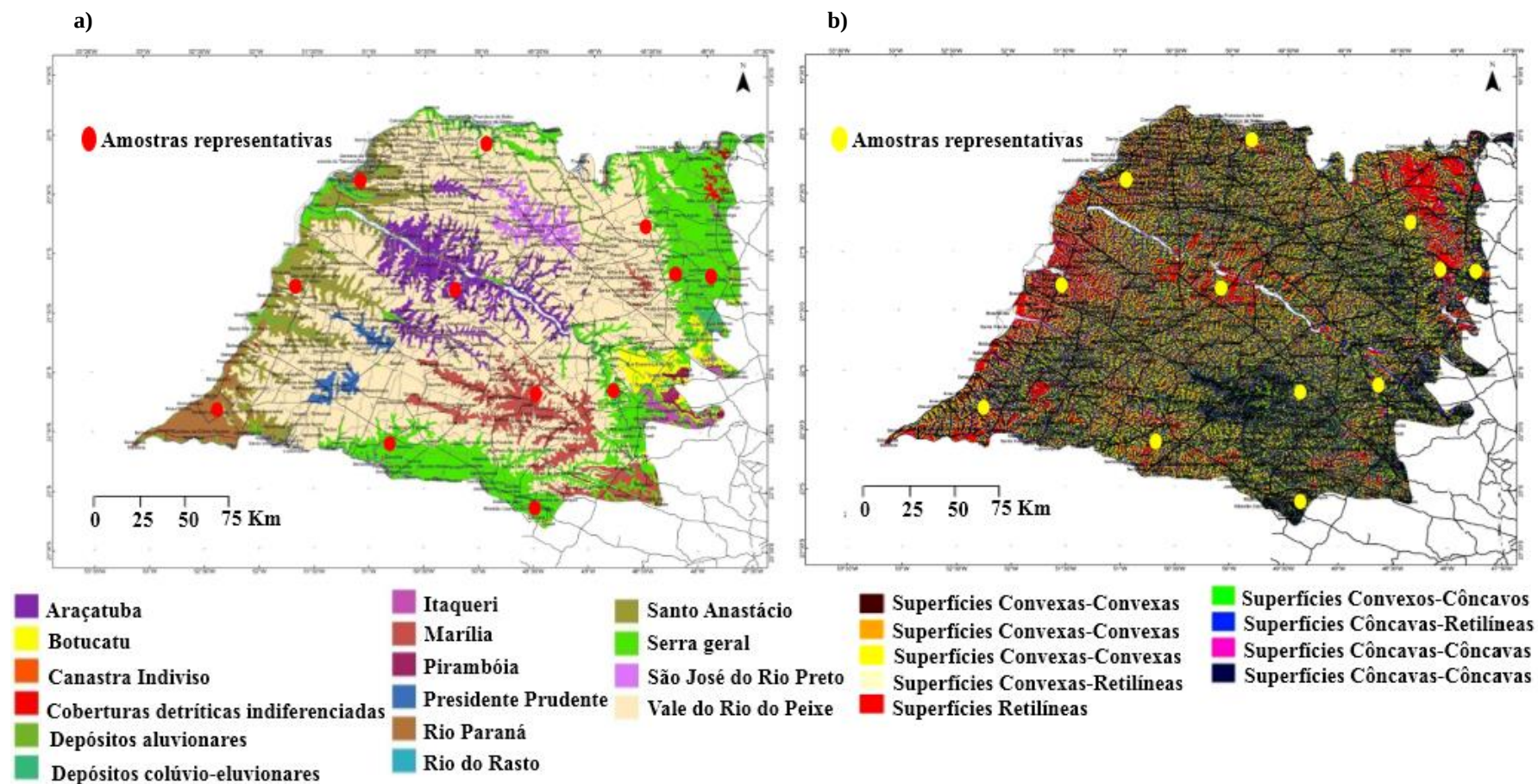


Figura 3. Mapa geológico atualizado do Planalto Ocidental Paulista (escala semi-detalhada 1:200.000), b) mapa da intensidade de formas do terreno elaborado a partir da assinatura geomorfométrica (escala ultra detalhada < 1:5.000).

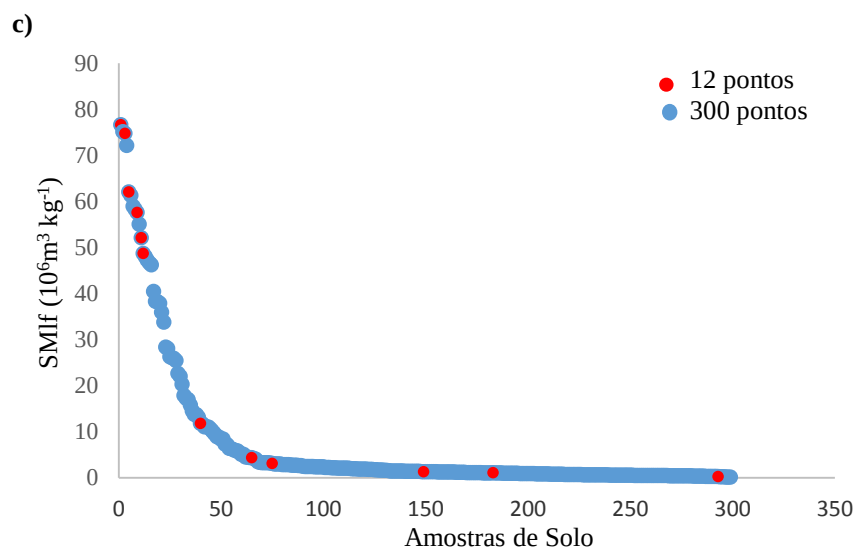


Figura 3. (c) amostragem estratificada baseada nos compartimentos geológicos e geomorfológicos e comparação da variação magnética da amostragem estratificada com amostras complementares coletadas em área total (n=300).

Tabela 1. Geologia, geomorfologia e classificação dos solos estudados.

Amostra	Classificação ¹	Simbologia	Geomorfologia (Dissecação)	Coordenada (WGS 84)		Altitude m
				Longitude	Latitude	
Serra Geral (Basalto)						
7	Latossolo Vermelho	LV ₇ Pd	Pouco	-47,778	-21,222	603
102	Latossolo Vermelho	LV ₁₀₂ Pd	Pouco	-48,035	-21,372	610
242	Latossolo Vermelho	LV ₂₄₂ Pd	Pouco	-50,177	-22,753	491
37	Latossolo Vermelho	LV ₃₇ Id	Intermediária	-49,816	-20,080	403
208	Latossolo Vermelho	LV ₂₀₈ Id	Intermediária	-48,769	-22,603	529
239	Latossolo Vermelho	LV ₂₃₉ Id	Intermediária	-49,950	-22,890	431
Vale do Rio do Peixe (Arenito)						
151	Latossolo Vermelho	LV ₁₅₁ Pd	Pouco	-50,494	-21,206	450
17	Latossolo Vermelho	LV ₁₇ Id	Intermediária	-48,450	-20,933	589
39	Argissolo Vermelho-Amarelo	LV ₃₉ Id	Intermediária	-49,967	-20,178	480
74	Argissolo Vermelho-Amarelo	PVA ₇₄ Ad	Alta	-50,42	-20,65	445
190	Argissolo Vermelho-Amarelo	PVA ₁₉₀ Ad	Alta	-50,37	-22,04	509
260	Argissolo Vermelho-Amarelo	PVA ₂₆₀ Ad	Alta	-51,77	-21,92	357

⁽¹⁾ Embrapa (2013).

2.2.4 Análises laboratoriais

2.2.4.1 Análises física e química

Foram realizadas análise granulométrica segundo a metodologia de Gee e Or (2002). A fração TFSA foi submetida a dissolução seletiva por ataque com ácido sulfúrico (EMBRAPA, 1997). O extrato resultante foi usado para determinar o conteúdo de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , e em seguida foram utilizados para calcular os índices K_i e K_r (EMBRAPA, 1997). Estes índices indicam informações sobre o desenvolvimento estágio de solos: quanto menor o valor de K_i , mais intemperizado é o solo, devido aos processos de perda de sílica e acúmulo de óxidos de ferro e alumínio. Os óxidos de ferro pedogênicos referentes a forma cristalina (Fed) foram extraídos com solução de ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB), conforme Mehra e Jackson (1960); os óxidos de ferro pedogênicos relativos as formas de baixa cristalinidade (Feo) foram extraídos com solução de oxalato de amônio a $0,2 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 3,0 no escuro (SCHWERTMANN, 1964). Os teores de óxidos de ferro solubilizados foram determinados por absorbância no espectrofotômetro a 518 nm.

2.2.4.2 Análises mineralógicas

Os minerais da fração argila hematita (Hm), goethita (Gt), caulinita (Ct) e gibbsita (Gb) foram caracterizados por difratometria de raio-X pelo método do pó após a concentração dos óxidos de ferro fervendo a fração argila com NaOH (NORRISH; TAYLOR, 1961) e desferrificação da fração argila pelo método de Mehra e Jackson (1960). As amostras foram difratadas com velocidade de varredura de $1^\circ 2\theta \text{ min}^{-1}$ utilizando Mini-Flex Rigaku II (20mA, 30 kV), equipado com radiação Cu $K\alpha$. A razão $\text{Hm}/(\text{Gt}+\text{Hm})$ foi estimada comparando as áreas dos picos obtidos da $\text{Hm}/(\text{Gt}+\text{Hm})$ XRD com as proporções das relações obtidas a partir de misturas padrão Gt-Hm. As porcentagens de Hm e Gt foram calculadas alocando-se a diferença entre Fed e Feo a estes óxidos. A razão $\text{Ct}/(\text{Ct}+\text{Gb})$ foi calculada utilizando as áreas dos picos dos reflexos Gb (002) e Ct (001). O cálculo do teor de substituição isomórfica do ferro pelo alumínio na Gt foi obtido usando a equação $\text{molAl}\% = 1730 - 572.c$ (SCHULZE;

SCHWERTMANN, 1984). Já, para o cálculo do teor de substituição isomórfica do ferro pelo alumínio na Hm, foi utilizada a equação $\text{molAl}\% = 3098,8 - 615,12 \cdot a_0$ (SCHWERTMANN et al., 1979). A área de superfície específica (ASE) da Gt foi estimada pela fórmula $\text{ASE(Gt)} = (1049/\text{DMC gt } 100)^{-5} \text{ (m}^2 \text{ g}^{-1}\text{)}$, segundo Schulze e Schwertmann (1984), $\text{DMC100} = \text{DMC (110)} \times 0,42 \text{ nm}$ (KÄMPF, 1981) e da Hm pela fórmula $\text{ASE(Hm)} = 2 \times (r+h) \times d \text{ (m}^2 \text{ g}^{-1}\text{)}$ de acordo com (SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985). O diâmetro médio do cristal (DMC) da Hm e Gt foi calculado a partir da Largura à meia altura (LMA) e da posição dos reflexos dos minerais utilizando a equação de Schulze (1984).

2.2.4.3 Espectroscopia de reflectância difusa (ERD)

Para a obtenção dos espectros de reflectância difusa foram usadas 5 amostras representativas dos compartimentos geomorfológicos. Foram maceradas, aproximadamente 1 g de solo (TFSA) em almofariz de ágata até obtenção de coloração constante, sendo o conteúdo resultante colocado em porta-amostras com espaço cilíndrico de 16 mm de diâmetro. Os valores de reflectância foram determinados em espectrofotômetro Lambda 950 UV/Vis/NIR acoplado com uma esfera integradora de 150 mm de diâmetro. Os espectros foram registrados em intervalos de 0,5 nm, com tempo de integração de $2,43 \text{ nm s}^{-1}$ ao longo do intervalo de 250 a 2500 nm (VIS e NIR). Halon (PTFE) em pó foi utilizado como padrão branco. Para a identificação da goethita, foram utilizados os intervalos mínimos de 415-425 nm e máximos de 440-450 nm, e para a hematita, intervalos mínimos de 530-545 nm e máximos de 575-590 nm, caulinita e gibbsita na faixa espectral entre 1880 a 2300 nm.

2.2.4.4 Suscetibilidade magnética

A suscetibilidade magnética (SM) foi determinada na TFSA (terra fina seca ao ar) no laboratório utilizando equipamento Bartington MS2, acoplado ao sensor Bartington MS2B. A avaliação foi feita em baixa frequência (f : 0,47 kHz) (DEARING, 1994; 1999; COSTA et al., 1999). No caso de única leitura, para obtenção de

resultados mais precisos a leitura foi realizada em baixa frequência (BARTINGTON, 2013).

2.2.5 Análises de dados

Os valores de média foram calculados utilizando o software R (R DEVELOPMENT CORE TEAM, 2011). Neste trabalho empregou-se a técnica de análise estatística multivariada para obtenção de maior quantidade de informações, as quais são difíceis de serem visualizadas e entendidas por métodos univariados (LARK, 2005). Após a padronização das variáveis com média nula e variância unitária ($\mu = 0$, $\sigma = 1$), elaborou-se gráfico de “*scree-plot*” permitindo visualmente quais componentes ou fatores explicam a maior parte da variabilidade dos dados. Em seguida, os dados foram submetidos a análise de componentes principais (ACP).

A partir da ACP foi possível extrair de um conjunto de dados originais apenas as variáveis capazes de explicar parte significativa da variância da população por meio de combinações lineares. Na Ciência do solo a aplicação da ACP tem sido importante na caracterização dos processos geológicos, geomorfológicos e pedogênese por eleger apenas as variáveis de maior relevância no evento (THEOCHAROPOULOS et al., 1997). Deste modo, menos variáveis são necessárias para ser interpretadas, sumarizadas em apenas duas dimensões (CP1 e CP2) (JOHNSON; WICHERN, 2002; GOMES et al., 2004; VASCONCELOS et al., 2013).

2.3 Resultados e Discussão

Os solos da formação Vale do Rio do Peixe (VRP) desenvolvidos do embasamento arenítico do grupo Bauru apresentam textura franco argilo-arenosa (416 g kg⁻¹ de argila), franco-arenoso (99-104 g kg⁻¹ de argila) e argilo-arenosa (185-210 g kg⁻¹ de argila) (Tabela 2). Em contraste com os solos originados de basalto, formação Serra Geral (SG), com textura que variam de argilosa (432-589 g kg⁻¹ de argila) e muito argilosa (>600 g kg⁻¹ de argila). Desta forma, constatou-se que a granulometria discriminou o grau de evolução dos solos por geologia, sendo os solos

desenvolvidos de basalto, os mais evoluídos em comparação aos solos de arenito (Tabela 2).

Os teores de óxidos de alumínio (Al_2O_3), óxidos de ferro (Fe_2O_3), bem como de silício (SiO_2) extraídos pelo ataque sulfúrico variaram de 345 a 450 g kg^{-1} , 187 a 228 g kg^{-1} e 130 a 196 g kg^{-1} para os solos do basalto (Tabela 2). Por outro lado, os solos desenvolvidos do arenito variaram de 90 a 280 g kg^{-1} , 13 a 69 g kg^{-1} e 41 a 90 g kg^{-1} , respectivamente. Os maiores valores de Fe_2O_3 ($>180 \text{ g kg}^{-1}$) foram obtidos para os solos LV da formação SG, desenvolvidos de rochas basálticas. Já os solos LVA e PVA da formação VRP derivados de rochas areníticas apresentaram valores menores de Fe_2O_3 ($\leq 69,7 \text{ g kg}^{-1}$).

Os solos de basaltos apresentaram baixos teores de SiO_2 em relação ao Fe_2O_3 e Al_2O_3 . Este resultado caracteriza intenso processo de dessilicatização, haja vista que, o basalto é uma rocha de fácil intemperização em relação a rocha arenítica (KER, 1997). Já os teores SiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 dos solos derivados de arenito foram bem menores comparados aos de basalto. Os teores de SiO_2 superiores aos de Fe_2O_3 nos solos de arenito refletem a natureza da rocha caracterizada pela riqueza em sílica (COELHO; VIDAL-TORRADO, 2003; CAMPOS et al., 2012).

Os valores de K_i ($< 2,0$) foram baixos tanto para os solos de basalto como os de arenito (Tabela 2) evidenciando o elevado grau de intemperismo e a forte dessilicatização, como pode ser notado pelos baixos teores de SiO_2 , altos Fe_2O_3 (CURI; FRANZMEIER, 1987) e os maiores teores de argila. Os solos basálticos foram mais intemperizados, predominando a mineralogia oxídica ($K_r < 0,75$), enquanto, os solos areníticos dominam a mineralogia caulinítica ($K_r > 0,75$) (MONTANARI et al., 2010), exceto, para os PVA₃₉Id, PVA₇₄Ad e PVA₂₆₀Ad. Ainda, os índices K_i e K_r separaram os solos de basalto por grau de pedogênese dos solos associado ao grau de dissecação da paisagem, sendo os pedoambientes Pd os mais evoluídos revelados pelos menores valores de K_i e K_r . Todavia, não foi possível discriminar o grau de pedogênese dos solos de arenitos pela intensidade de dissecação da paisagem.

A relação silte/argila apresentou intervalo de 0,13 a 0,93 para os solos de basalto e 0,36 a 3,25 para os solos de arenitos (Tabela 2). Observou-se que a relação silte/argila separou o grau de evolução do solo por grau de dissecação (intermediariamente dissecado=Id e pouco dissecado=Pd) da paisagem.

Tabela 2. Valores das análises químicas, granulométrica, suscetibilidade magnética e relações dos solos representativos do Planalto Ocidental Paulista, profundidade de 0–20 cm.

Classificação	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Fe _d	Fe _o	Ki	Kr	Fe _o /Fe _d	Fed/Fe ₂ O ₃	SM 10 ⁻⁶ m ³ kg ⁻¹	Relação		Granulometria			Relação
											Hm/(Hm+Gt)	Ct/(Ct+Gb)	Argila	Silte	Areia	Silte/Argila
-----g kg ⁻¹ -----																
-																
Serra Geral																
LV ₇ Pd	390	207,5	111,0	79,8	1,48	0,48	0,36	0,02	0,38	76,59	0,81	0,47	628	190	182	0,30
LV ₃₇ Id	345	187,5	182,5	77,5	3,53	0,90	0,67	0,05	0,41	48,03	0,60	0,82	468	244	289	0,52
LV ₁₀₂ Pd	450	228,1	137,5	80,1	1,82	0,52	0,39	0,02	0,35	74,72	0,88	0,42	610	82	308	0,13
LV ₂₀₈ Id	375	189,0	163,0	79,2	3,39	0,74	0,56	0,04	0,42	55,04	0,63	0,63	432	401	167	0,93
LV ₂₃₉ Id	380	228,1	196,0	79,2	2,77	0,88	0,63	0,04	0,35	48,30	0,73	1,00	589	315	96	0,53
LV ₂₄₂ Pd	360	211,3	130,0	86,3	1,89	0,61	0,45	0,02	0,41	71,71	0,88	0,51	485	78	438	0,16
Vale do Rio do Peixe																
LV ₁₇ Id	150	22,6	70,5	19,7	0,56	0,80	0,73	0,03	0,87	3,02	0,74	1,00	185	107	707	0,58
LV ₁₅₁ Pd	160	30,8	83,0	27,6	0,63	0,88	0,79	0,02	0,90	1,04	0,76	0,83	210	500	290	2,38
PVA ₃₉ Id	135	51,7	68,0	42,2	1,32	0,86	0,69	0,03	0,82	4,19	0,42	1,00	212	162	626	0,77
PVA ₇₄ Ad	120	26,6	41,5	20,3	0,70	0,59	0,51	0,03	0,76	1,31	0,76	1,00	104	131	766	1,26
PVA ₁₉₀ Ad	90	13,0	62,5	12,1	0,51	1,18	1,08	0,04	0,93	0,22	0,50	1,00	99	320	581	3,25
PVA ₂₆₀ Ad	280	69,7	90,0	14,3	0,42	0,55	0,47	0,03	0,21	11,08	0,57	1,00	416	150	434	0,36

Teores de óxidos totais no extrato sulfúrico (SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃), Ki- Relações moleculares sílica/alumínio (Ki = SiO₂/Al₂O₃×1,75), Kr- Relações moleculares sílica/óxidos de ferro e alumínio (Kr = SiO₂/Al₂O₃ + Fe₂O₃), Fe_d- ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato, Fe_o- ferro extraído por oxalato ácido de amônio, Fe_s- ferro total, Hm = hematita; SM = suscetibilidade magnética; Gt = goethita; Gb = gibbsita; Ct = caulinita; LV = Latossolo Vermelho, PVA = Argissolo Vermelho-Amarelo; Pd = pouco dissecado, Id = intermediariamente dissecado, Ad = altamente dissecado.

Os pedoambientes Pd (LV₇Pd, LV₃₇Pd e LV₂₄₂Pd) da formação SG são mais intemperizados constados pelos menores valores da relação silte/argila. Entretanto, por meio da relação silte/argila não foi possível inferir sobre o grau de pedogênese dos solos da formação VRP e associá-lo com o grau de dissecação da paisagem.

A relação $Hm/(Hm+Gt)$ revela que os pedoambientes Pd dos solos de basalto são hematíticos e gibbsíticos, em conformidade com os valores de K_i (Tabela 2), haja vista que solos mais intemperizados apresentam enriquecimento relativo de gibbsita. Por outro lado, os pedoambientes Id são caracterizados pela mineralogia goethítica e caulinítica, pois são solos menos evoluídos e, fortemente, influenciado pelas características do material de origem. Este resultado corrobora aos de Pedrotti et al. (2003). Entretanto, a relação $Ct/(Ct+Gb)$ indicou que os solos areníticos são essencialmente caulinítico com ausência de gibbsita, exceto o LV₁₅₁Pd, onde a gibbsita foi discretamente pronunciada. Associando o grau de pedogênese ao grau de dissecação da paisagem não foi possível diferenciar os solos usando a relação $Hm/(Hm+Gt)$, isto consolida a natureza caulinítica dos solos areníticos.

Os teores Fe_d , Fe_o e os valores da relação Fe_o/Fe_d apresentaram amplitude de 77,5 a 86,3 g kg⁻¹, 1,48 a 3,53 g kg⁻¹ e 0,02 a 0,05 para os solos de basalto, enquanto que para os solos de arenito variaram de 12,1 a 42,2 g kg⁻¹, 0,42 a 1,32 g kg⁻¹ e de 0,02 a 0,04 respectivamente (Tabela 2). Os teores de ferro cristalino (Fe_d) predominam sobre as formas de ferro mal cristalizadas (Fe_o) para os solos de ambas formações geológicas, condições também evidenciadas pela relação Fe_o/Fe_d . Os maiores teores de Fe_d constatados nos pedoambientes Pd indicam solos mais desenvolvidos e sem restrições hídricas. Em contrapartida, nos pedoambientes Id, os solos são rasos com drenagem imperfeita, assim, a cristalização dos óxidos de ferro não é favorecida (WILLIAMS; COVENTRY, 1979; SCHAEFER et al., 2008). Constatou-se ainda que os teores de Fe_d , Fe_o e os valores da relação Fe_o/Fe_d para os solos de arenito não respondem ao grau de dissecação Pd, Id e Ad da paisagem.

A relação Fe_d/Fe_2O_3 assumiu valores no intervalo de 0,35 a 0,42 para os solos de basalto e para os de arenito de 0,21 a 0,93 g kg⁻¹ (Tabela 2). Referente aos solos do arenito, constatou-se que os valores médios aumentam dos pedoambientes Ad (0,63)

para os Pd (0,90). Este resultado era esperado, pois os pedoambientes Pd permaneceram mais tempo expostos à ação do intemperismo. Desta forma, as transformações dos minerais foram favorecidas e resultaram no predomínio das formas cristalinas dos óxidos de ferro nos solos. Enquanto os pedoambientes Ad apresentam solos mais jovens, assim indicando que os processos de intemperismo foram menos atuantes não permitindo a formação de minerais cristalinos, podendo ainda acumular água e matéria orgânica, condições redutoras que inibem a cristalinidade dos minerais (CORNELL; SCHNEIDER, 1989; DICK et al., 2005).

A presença de minerais ferrimagnéticos, como magnetita e maghemita associados a hematita e goethita (antiferromagnéticos) separou os solos do basalto dos derivados do arenito, constatado pelos valores de suscetibilidade magnética em baixa frequência (SM lf). Os solos de Basalto apresentaram os maiores valores de SM, variando de 48,71 a $76,59 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ em comparação aos solos de arenitos que apresentaram SM variando de 0,22 a $11,08 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Este comportamento também foi evidenciado por Resende et al. (1988) e Lu et al. (2008) em solos desenvolvidos de basalto e arenito.

Os maiores valores de SM para os solos da Formação Serra Geral são característicos da própria rocha (máfica) rica em Fe. Desta forma, durante o processo de intemperismos são formados solos ricos em óxihidróxidos de Fe. Ainda, o intemperismo de rocha basáltica resulta na formação de maghemita pedogênica, mineral com elevada expressão magnética (ferrimagnético) (MAHER et al., 2003). Entretanto solos de arenitos têm sua constituição mineralógica predominando minerais diamagnéticos, como a caulinita e quartzo, além dos baixos valores de Fe litogênico. Sendo assim, com o intemperismo das rochas são formados solos com baixa expressão magnética, em razão a baixa presença de Fe do material de origem (SILVA et al., 2010).

A SM não apenas separou compartimento geológico como discriminou o grau de dissecação dos solos da Formação Serra Geral (Tabela 2). Observa-se que os solos dos pedoambientes Pd são mais intemperizados e, foram os que mais expressaram a SM. Tal fato, ocorre devido à presença da magnetita que durante a pedogênese, por intemperismo físico e oxidação, são transformadas em maghemita pedogênica encontrada na fração argila dos solos tropicais (RESENDE et al., 1988; FONTES et al.,

2000). Desta forma, a SM atual como um pedoindicador ambiental, pois refletiu os processos pedogenéticos e o grau de dissecação da paisagem (DEARING, 1999; LU et al., 2008).

Na Figura 4, os difratogramas das argilas com os óxidos de ferro concentrados revelaram a presença da Gt e Hm nos solos estudados. Porém, os solos originados de basalto apresentam, em média, maiores proporções de Hm dada pela razão [razão $Hm/(Hm+Gt) > 0,75$] em relação aos arenitos [razão $Hm/(Hm+Gt) > 0,63$] (Tabela 2). Isto se deve ao fato do basalto favorecer a formação da Hm devido ao maior teor de ferro em relação aos arenitos (CURI; FRANZMEIER, 1987; BARRÓN; TORRENT, 2002). Segundo os autores Schwertmann e Taylor (1989), os solos originados do basalto associados à boa drenagem e o elevado grau intemperismo favorecem a formação da Hm, caso contrário, a goethita tem sua formação favorecida.

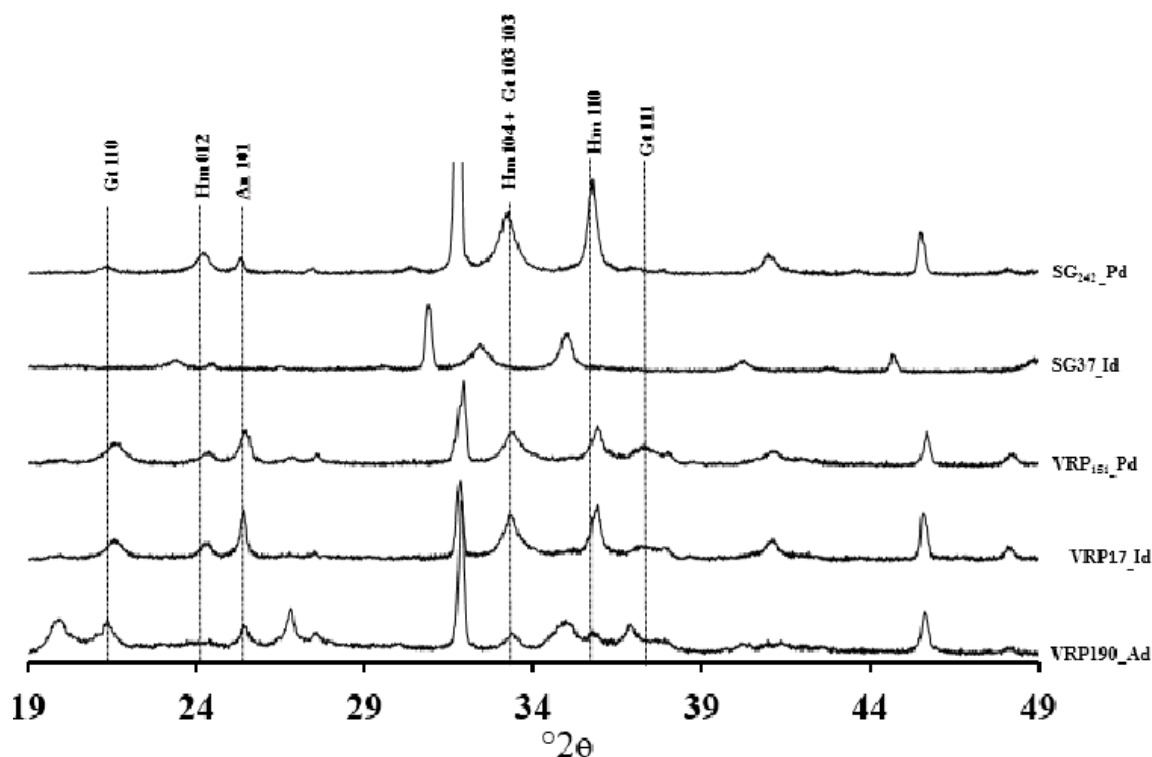


Figura 4. Difratogramas das argilas após a concentração dos óxidos de ferro dos solos representativos da Formação Vale do Rio do Peixe (arenito) e Serra Geral (basalto) do Planalto Ocidental Paulista. Unidade de dissecação: Pd= pouco dissecada, Id= intermediariamente dissecada, Ad= altamente dissecada; Gt= goethita, Hm = hematita, An= anatásio.

Os solos de basalto apresentaram valores da razão $Ct/(Ct+Gb)$ variando entre 0,42 a 1,0 (Tabela 2) sendo que, os Id apresentaram maiores valores desta razão (0,82) em relação aos solos Pd (0,46). Isto se deve ao fato de que nos ambientes intermediariamente dissecados o processo de morfogênese (esculpimento da paisagem) foi maior do que a pedogênese. Deste modo, os solos dos pedoambientes Id estão mais próximo do material de origem e, com o tempo mediano do intemperismo ocorre a remoção parcial de cátions básicos e de sílica resultando diretamente na formação da caulinita (LINDSAY, 1979; COELHO; VIDAL-TORRADO, 2003).

Os solos originados de arenitos foram caracterizados pela ausência da gibbsita [$Ct/(Ct+Gb) = 1$], com exceção do LV₁₇Id. Nestes solos houve a predominância da Ct, coexistindo com Gt e Hm. Estes solos são de textura arenosa, constituídos principalmente por quartzo (SiO_2) nas frações areia e silte (Tabela 2). A riqueza em quartzo pode ter sido o fator limitante à formação da gibbsita. Durante a pedogênese o quartzo é dissolvido resultando na formação do ácido monossilícico (H_4SiO_4) que fornece sílica para o sistema e impedindo a formação da Gb (LEPSCH et al., 1977; DUARTE et al., 2000; FURIAN et al., 2002). Ou ainda, pela desintegração dos minerais primários ricos em silício. Desta forma, o silício na solução se reorganizou com o alumínio formando a Ct em detrimento a Gb (LINDSAY, 1979; COELHO; VIDAL-TORRADO, 2003).

Considerando os atributos cristalográficos (Tabela 3), constatou-se que apenas os atributos teor e a largura à meia altura (LMA) da Hm e Gt separam ambientes quanto ao grau de dissecação da paisagem e o material de origem. Assim, a largura à meia altura (LMA) da Gt 110 e 111 variou de 0,34 a 0,78 e de 0,32 a 0,80 °2 θ respectivamente e a LMA da Hm 110 e 012 variou de 0,21 a 0,26 e de 0,23 a 0,32 °2 θ . Este resultado indica maior cristalinidade da hematita nos pedoambientes Pd, enquanto que os pedoambientes Id favoreceram a goethita. Os maiores valores da LMA da Gt em comparação a LMA da Hm é um fenômeno comum nos solos tropicais devido a sua maior sensibilidade as mudanças ambientais como constatado em vários trabalhos realizados em solos tropicais (CURI; FRANZMEIER, 1984; INDA JUNIOR; KÄMPF, 2005; GHIDIN et al., 2006).

Tabela 3. Atributos cristalográficos dos minerais do solo da Formação Serra Geral e Vale do Rio do Peixe associados ao grau de dissecação do relevo.

Geologia	LMA				ASE				SI		Teor	
	$^{\circ}2\theta$				$m^2 g^{-1}$				mol%		$g kg^{-1}$	
Média	Gt ₁₁₀	Gt ₁₁₁	Hm ₁₁₀	Hm ₀₁₂	Ct	Gb	Gt	Hm	Gt	Hm	Gt	Hm
SG_Id	0,71	0,39	0,26	0,32	0,73	0,24	206,32	40,30	21,46	14,19	35,99	75,50
SG_Pd	0,78	0,42	0,23	0,28	0,83	0,50	226,26	38,24	7,11	9,19	17,24	98,62
VRP_Ad	0,44	0,32	0,21	0,30	1,15	nd	125,23	32,05	15,44	5,72	6,25	15,86
VRP_Id	0,34	0,80	0,24	0,23	0,35	0,23	94,56	35,54	28,18	7,24	24,95	20,52
VRP_Pd	0,51	0,79	0,22	0,25	0,59	nd	145,15	37,70	15,86	4,53	10,37	29,24

SG = Serra Geral, VRP = Vale do Rio do Peixe, Ad altamente dissecado, Id intermediariamente dissecado, LMA largura à meia altura, ASE área de superfície específica, SI substituição isomórfica, Pd pouco dissecado, Gt goethita, Hm hematita, Ct caulinita, Gb gibbsita; nd não identificado.

Os solos da formação SG apresentaram teores de Hm variaram de 75,50 a 98,62 $g kg^{-1}$ e de Gt 17,24 a 35,99 $g kg^{-1}$, enquanto os solos desenvolvidos da formação VRP, os teores de variaram de 15,86 a 29,24 $g kg^{-1}$ e Gt de 6,25 a 24,95 $g kg^{-1}$. De fato, os maiores teores de Fe do material de origem associados ao maior grau de intemperismo e boas condições de drenagem interna do solo, características dos pedoambientes Pd, favorecem a formação da Hm para ambas formações geológicas. Por outro lado, os solos com baixos teores de Fe e menos intemperizados condicionaram a formação da Gt, principalmente os pedoambientes Id tanto para a formação SG como VRP. Nos compartimentos Id os solos são rasos com estagnação de água, condições redutoras que favorecem a formação da Gt (FITZPATRICK; SCHWERTMANN, 1982; CORNELL; SCHWERTMANN, 2003).

O gráfico do *scree-plot* pode ser usado para a verificação da importância e da contribuição de cada variável para explicação da variância total (Figura 5). Esse gráfico, conjuntamente com os autovalores, pode ser utilizado para a tomada de decisão de quantas componentes devem ser retidas para posterior aplicação da análise de componente principal (ACP), de modo que expliquem acima de 70% da variância, como critérios para decisão do número de CP a serem retidas (HAIR JUNIOR, 2009). Neste caso, podem-se utilizar as componentes principais, para representar graficamente, o poder discriminatório dos atributos do solo.

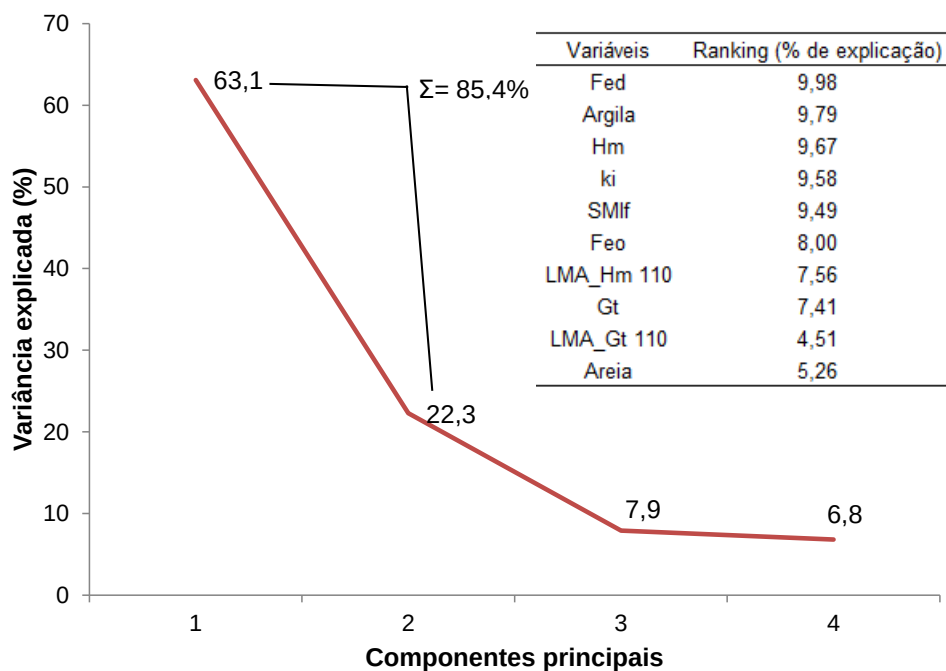


Figura 5. Gráfico da variância explicada do conjunto de atributos por cada componente principal e contribuição dos atributos mineralógicos, granulométricos e SM na composição do CP1 e CP2.

Na análise de componentes principais (ACP), a partir dos constituintes mineralógicos dos solos (Hm, Gt,), grau de pedogênese (Fed, Feo, LMA110, areia fina e argila), formação geológica (SG e VRP) e método indireto de identificação dos óxidos de ferro (SM), foram extraídos os dois primeiros componentes. De acordo com Kaiser (1958), foram consideradas somente as variáveis com autovalores acima de 1, pois são aquelas que geram componentes com quantidade relevante de informação das variáveis originais. Esses componentes de forma acumulada explicaram 85,4 % da variabilidade total dos dados. Isto indica que os atributos selecionados podem ser utilizados como pedoindicadores ambientais, sendo o Fed, a argila e a Hm os atributos que mais explicaram as duas componentes principais (9,98, 9,79 e 9,67% de explicação, respectivamente) (Figura 5). Esse tipo de análise é interessante para a ciência do solo porque pode eleger as variáveis mais significativas nos processos pedogenéticos (THEOCHAROPOULOS et al., 1997). Assim, os atributos do solo analisados com a ACP

são agrupados de acordo com suas semelhanças, nas áreas estudadas, que, por sua vez, são separadas por critérios de dissimilaridade, o que levará à formação de grupos.

Na Figura 6, observa-se as formações geológicas SG e VRP com suas respectivas características pedoambientais. A componente principal (CP1) representa os solos da Formação SG, caracterizada positivamente pelos atributos Argila, SMI_f (9,49%), Fed (9,98%), Feo (8,00%), Hm (9,67%), Gt (7,41%) e LMA da Gt (4,51%) e negativamente pela areia (5,26%). Já a Formação VRP é explicitada na componente principal 2 (CP2) e, caracteriza-se negativamente pela LMA da Hm (7,56%) e pelo Ki (9,58%).

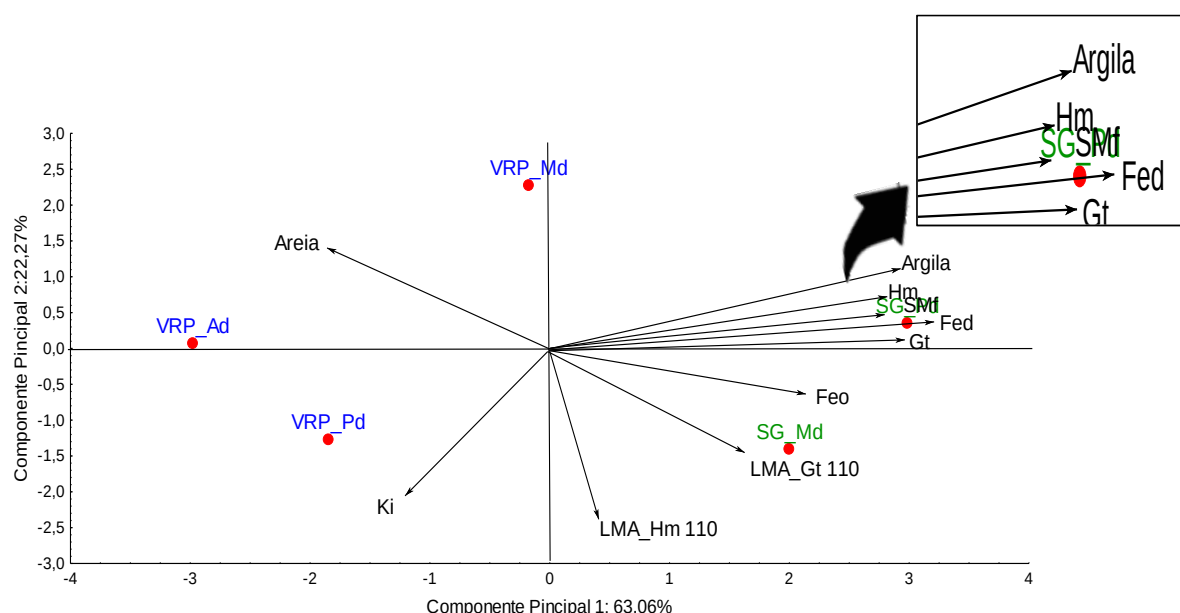


Figura 6. Gráfico de dispersão dos escores dos componentes principais CP1 e CP2: formação geológica Vale do Rio do Peixe (VRP) e Serra Geral-SG), geomorfologia (alta dissecação (Ad), média dissecação (Md), pouca dissecação (Pd), Ferro Oxalato (Feo), Ferro ditionito (Fed), Argila, Areia, Índice de intemperismo (Ki), Largura à meia altura da goethita (LMA Gt 110), Largura à meia altura da hematita (LMA Hm 110) e Susceptibilidade magnética (SM).

A caracterização dos solos utilizando a análise de componente principal refletiu os diferentes materiais de origem e as mudanças pela ação do intemperismo ao longo do tempo. Comportamento similar aos resultados obtidos por Young e Hammer (2000), Sena et al. (2002), Fu et al. (2004), Campos et al. (2012) e Vasconcelos et al. (2013), os quais utilizaram a multivariada para evidenciar importantes relações entre a formação e a

diferenciação dos solos em estudos relacionados a geologia, pedogênese e a geomorfologia.

De acordo com a CP1, os pedoambientes SG_Pd são mais intemperizados constatados pelos valores de argila associados a mineralogia hematítica, goethita, as formas cristalinas dos óxidos de ferro e o índice Ki. A SMI_f confirma o maior grau de evolução pedogenético dos solos SG_Pd, característica atribuída a qualidade da fração argila e ao menor Ki (TORRENT; BARRÓN, 2008; SIQUEIRA et al., 2010; PELUCO et al., 2013). Ainda, segundo Van Dam et al. (2008), a SMI_f aumenta não apenas com o teor de Fe₂O₃ do solo, mais com o grau de pedogênese. Conforme afirmam Barrón e Torrent (2002), a magnetização está associada aos minerais ferrimagnéticos presentes na fração argila como a maghemita, normalmente encontrada em solos derivados de basalto associados a hematita. Todavia, os solos dos pedoambientes SG_Md originados de basalto, favorecem hematita e goethita de baixa cristalinidade, possivelmente devido às condições redutoras, problemas como estagnação de água (CAMPOS et al., 2012) e acúmulo de matéria orgânica (CORNELL; SCHNEIDER, 1989; DICK et al., 2005).

A CP2 revelou que pedoambientes da formação VRP_Ad e VRP_Md caracterizam a natureza arenítica do material de origem, representado pela fração areia, isto confirma o menor grau de pedogênese do solo. Em contrapartida, o eixo negativo da CP2 representada pelos pedoambientes VRP_Pd indica que houve um favorecimento ao desenvolvimento dos solos representados pelo Ki. De fato, a análise de componente principal confirmou os resultados obtidos pelo DRX, onde os solos desenvolvidos da rocha basáltica são os pedoambientes específicos a formação da hematita, enquanto os solos de arenitos são caulíníticos.

Na Figura 7 constata-se que, os solos da Formação SG e VRP apresentam comportamentos distintos quanto à intensidade de reflectância (R). A curva espectral na faixa do visível (380 a 770 nm) confirma a presença de goethita e hematita em todos os solos das formações SG e VRP. Contudo, a intensidade de reflectância separou os solos das respectivas geologias e intensidade de dissecação da paisagem. De forma geral, a amplitude dos teores e o tipo de óxidos de ferro repercutiram no comportamento espectral dos solos (MARQUES JÚNIOR et al., 2014; 2015).

Os maiores valores de reflectância (R) corresponderam aos solos da formação VRP, devido ao próprio material de origem rico em minerais de cores claras, como quartzo, baixos teores de Fe_2O_3 (Tabela 2) e presença da goethita. A maior reflectância foi observada na faixa 420 a 450 nm que corresponde o intervalo referente expressão da goethita (Figura 7). Esta, devido à natureza mais clara dos pigmentos associado a granulometria arenosa (Tabela 2) com presença de quartzo na fração areia imprimem cor amarelada aos solos da VRP (SCHWERTMANN; LENTZE, 1966; FERNANDES; COIMBRA, 2000; GENÚ; DEMATTÊ, 2010). Sendo assim, absorve menos energia incidente, elevando a intensidade de refletância em todo o espectro (STONER; BAUMGARDNE, 1981; MALLEY et al., 2004; REEVES III, 2010).

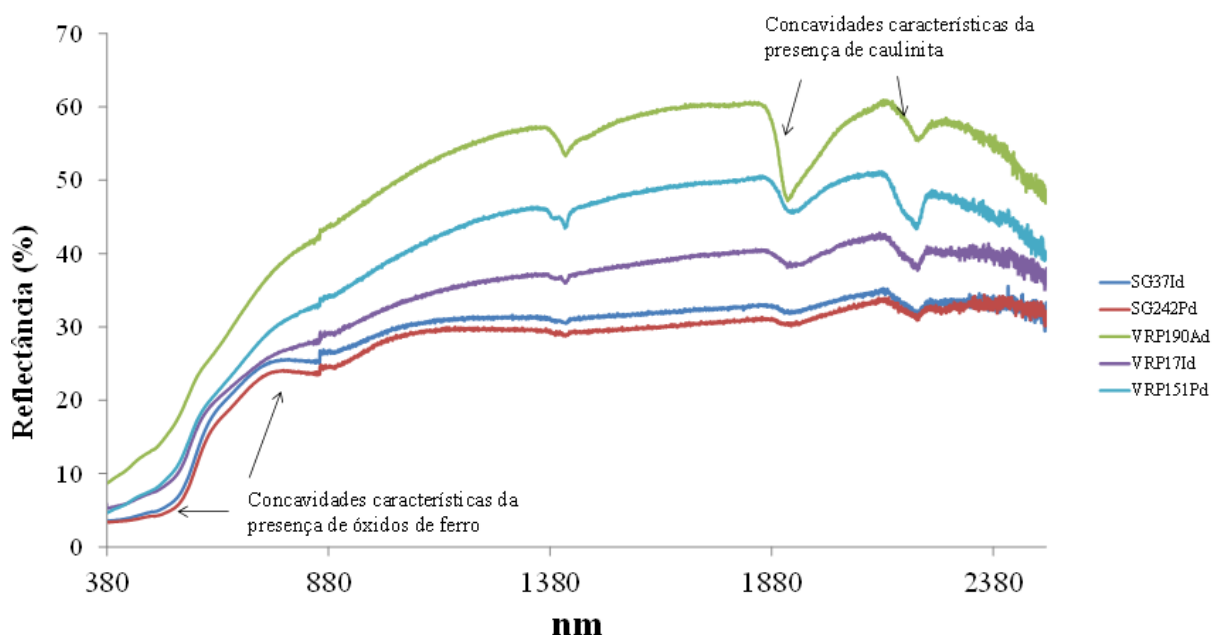


Figura 7. Espectros de reflectância difusa (ERD) das amostras de solos representativas das Formações Serra Geral (SG) e Vale do Rio do Peixe (VRP) do Planalto Ocidental Paulista. Unidades de dissecação pouco dissecada (Pd), intermediariamente dissecada (Id) e Altamente dissecada (Ad).

O comportamento espectral possibilitou diferenciar os solos dentro da mesma formação geológica em virtude do grau de dissecação da paisagem. Os menores valores da relação $\text{Hm}/(\text{Hm}+\text{Gt})=0,50$ e da fração argila (99 g kg^{-1}) (Tabela 2) para os solos

correspondentes aos pedoambientes VRP190Ad repercutiram nos maiores valores de reflectância e maior distanciamento das curvas espectrais. Além disso, o solo VRP190Ad ocorre nas posições mais inclinadas do relevo que desfavorece a pedogênese em comparação aos solos dos pedoambientes VRP151Pd e VRP17Id, situados nas posições menos acidentadas. Estes solos são mais evoluídos, caracterizados por maiores valores da relação $Hm/(Hm+Gt) > 0,70$ e teores da fração argila (210 e 185 g kg⁻¹), consequentemente, ocasionou o rebaixamento da curva.

Por outro lado, os solos dos pedoambientes SG37Id e SG242Pd encontram-se sobre o domínio do basalto com elevados teores de Fe₂O₃ e outros minerais de cor escura, predominando hematita e altos teores da fração argila (Tabela 2). Em razão dessas características herdadas do material de origem e do grau de pedogênese, mais energia incidente é absorvida (menor curva de reflectância) devido ao efeito da coloração da hematita e a presença de minerais de cor opacos como a magnetita e ilmenita, comumente encontrados em solos desenvolvidos de basalto, bem como, a participação de matéria orgânica (HUNT et al., 1971; MENESES; MADEIRA NETTO, 2001). Entretanto por falta de difratogramas de raios-X destes minerais torna-se impossível comentário mais conclusivo.

O comportamento espectral dos solos da formação SG revelou os maiores valores de reflectância na faixa da hematita (530 a 570 nm) similar aos obtidos por Genú e Demattê (2010) em Latossolos Vermelho da formação SG. Observa-se que não houve grande diferença quanto ao grau de dissecação (SG37Id e SG242Pd) da paisagem, confirmado pelas curvas mais estreitas. A diferenciação das curvas ocorreu apenas na banda típica de cada óxido de ferro, ou seja, a partir de 530 nm. Comportamento também evidenciado por Fernandes et al. (2004) em estudo de quantificação dos óxidos de Fe hematita e goethita em diferentes Latossolos brasileiros.

As concavidades mais acentuadas entre 530 e maiores intensidades de reflectância em 570 nm caracterizam a presença de óxidos de ferro, comportamento similar ao encontrado por Fontes e Carvalho Júnior (2005). As unidades de dissecação tiveram maiores influências na faixa espectral da caulinita e gibbsita (1900 a 2450 nm) (DANDO; DANDO, 2010; MULDER et al., 2013) do que na faixa espectral dos óxidos de

ferro. Estas variações são consequência dos ambientes de formação relacionados ao processo de hidromorfização que afetam parte das hidroxilas (OH^-) que constituem a rede cristalina da caulinita e gibbsita. Nos pedoambientes altamente dissecados foram constatadas as maiores concavidades na faixa da caulinita, indicando que os solos da formação VRP predominam a mineralogia mais caulinítica. Desta forma, a caulinita pode ser usada como pedoindicador ambiental dos solos da formação VRP.

2.4 Conclusões

Consolidado nos resultados obtidos neste trabalho concluiu-se que:

1. Os óxidos de ferro somados a caulinita e gibbsita são os principais minerais da fração argila do Planalto Ocidental Paulista. Estes minerais são influenciados pela geologia e o grau de dissecação da paisagem, revelando-se como importantes indicadores de ambientes com baixos e altos teores de Ferro.
2. Nos solos da Formação Vale do Rio do Peixe predominam a mineralogia caulinítica, enquanto na Formação Serra Geral, hematítica.
3. Os atributos granulométricos, químicos e mineralógicos são influenciados pelo grau de dissecação dos solos do Planalto Ocidental Paulista.
4. A caracterização das curvas espectrais permite diferenciar a mineralogia da fração argila dos solos estudados. Solos derivados da Formação Serra Geral (basalto) apresentam menor curva de reflectância em comparação aos solos da Formação Vale do Rio Peixe (arenito).

2.5 Referências

AMORIM H. V. **Manual de métodos analíticos para o controle da produção de álcool e açúcar**. Piracicaba: Esalq-USP; 1996, 230 p.

BAHIA, A. S. R. S.; MARQUES JÚNIOR, J.; PANOSSO, A. R.; CAMARGO, L. A.; SIQUEIRA, D. S.; LA SCALA JÚNIOR, N. Iron oxides as proxies for characterizing anisotropy in soil CO₂ emission in sugarcane areas under green harvest. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, Amsterdam, v. 192, p. 152–162, 2014.

BAHIA, A. S. R. S.; MARQUES JÚNIOR, J.; PANOSSO, A. R.; CAMARGO, L. A.; SIQUEIRA, D. S.; TEIXEIRA, D. D. B.; LA SCALA JÚNIOR, N. Field-scale spatial correlation between iron oxides and CO₂ emission in a Oxisol with sugarcane. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 72, n. 2, p. 157–166, 2015.

BARRÓN, V.; TORRENT, J. Evidence for a simple pathway to maghemite in earth and mars soils. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Oxford, v. 66, n. 15, p. 2.801–2.806, 2002.

BIGHAM, J. M.; FITZPATRICK, R. W.; SCHULZE, D. Iron oxides. In: DIXON, J. B.; SCHULZE, D. G. **Soil mineralogy with environmental applications**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. p. 323–366.

BARTINGTON. S. **Operation manual for MS2 – Magnetic susceptibility system**. Disponível em: <<http://www.bartington.com/Literaturepdf/Operation%20Manuals/om0408%20MS2.pdf>>. Acesso em: 24 jan. 2013.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; BARRÓN, V.; ALLEONI, L. R. F.; BARBOSA, R. S.; PEREIRA, G. T. Mapping of clay, iron oxide and adsorbed phosphate in Oxisols using diffuse reflectance spectroscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 251–252, p. 124–132, 2015.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T., BAHIA, A. S. R. S. Clay mineralogy and magnetic susceptibility of Oxisols from Bauru Group Sandstones in different geomorphic surfaces. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 71, p. 244–256, 2014.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas de relevo. I- Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2269–2277, 2008.

CAMPOS, M. C. C.; MONTANARI, R.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; SOUZA, Z. M. Caracterização de Argissolos em diferentes segmentos de vertente na região de Jaboticabal, SP. **Revista de Ciências Agrárias**, Belém, v. 55, n. 4, p. 251–259, 2012.

COELHO, M. R.; VIDAL-TORRADO, P. Caracterização e gênese de perfis plínticos desenvolvidos de arenito do Grupo Bauru. II - Mineralogia. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 3, p. 495–507, 2003.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The iron oxides**. Structure, properties, reactions, occurrence and uses. Weinheim: Wiley VHC; 1996. 573 p.

CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. **The iron oxides**: structure, properties, reactions, occurrence, and uses. 2. ed. Weinheim: Wiley VCH, 2003. 664 p.

CORNELL, R. M.; SCHNEIDER, W. Formation of goethite from ferrihydrite at physiological pH under the influence of cysteine. **Polyhedron**, Oxford, v. 8, n. 2, p. 149–155, 1989.

COSTA, A. C. S. BIGHAM, J. M.; RHOTON, F. E.; TRAINA, S. J. Quantification and characterization of maghemite in soils derived from volcanic rocks in southern Brazil. **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 47, n. 4, p. 466-473, 1999.

COVENTRY, R.J.; TAYLOR, R.; FITZPATRICK, R. W. Pedological significance of the gravel in some red and grey earth of central North Queensland. **Australian Journal of Soil Research**, Clayton, v. 21, p. 219–240, 1983.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 341–346, 1984.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, n. 1, p. 153–158, 1987.

DALRYMPLE, J. B.; BLONG, R. J.; CONACHER, A. J. A hipothetical nine unit land a surface model. **Geomorphologie**, Clermont-Ferrand, v. 12, p. 60–76, 1968.

DANDO, K. R.; DANDO, N. R. Rapid, non-destructive analysis of % gibbsite in smelting grade alumina. **Light Metals**, Warendale, v. 1, p. 531-533, 2010.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. F.; CADY, J. G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advance in Agronomy**, Madison, v. 23, p. 51–87, 1971.

DEARING, J. A. **Environmental magnetic susceptibility**: Using the Bartington MS2 system. 2. ed. Kenilworth: Chi Publishing, 1999. 54 p.

DEARING, J.A. **Environmental magnetic susceptibility**. Using the Bartington MS2 system. England: British Library, 1994, 104 p.

DICK, D. P.; GONÇALVES, C. N.; DALMOLIN, R. S. D.; KNICKER, H.; KLAMT, E.; KÖGEL-KNABNER, I.; SIMOES, M. L.; MARTIN-NETO, L. Characteristics of soil organic matter of different Brazilian Ferralsols under native vegetation as a function of soil depth. **Geoderma**, Amsterdam, v. 124, n. 3–4, p. 319–333, 2005.

DUARTE, M. N.; CURI, N.; PÉREZ, D. V.; KÄMPF, N.; CLAESSEN, M. E. C. Mineralogia, química e micromorfologia de solos de uma microbacia nos Tabuleiros Costeiros do Espírito Santo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, n. 6, p. 1.237–1.250, 2000.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2013. 353 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1979. (Série Manuais).

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212 p. (Série Manuais).

ETCHEBEHERE, M. L. D. C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas**. 2000. 121 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

FERNANDES, L. A.; CASTRO, A. B.; BASILICI, G. Seismites in continental sand sea deposits of the Late Cretaceous Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 199, n. 1–2, p. 51–64, 2007.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. The Late Cretaceous Caiuá Desert (Bauru Basin, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro (Brazil). **Proceedings...** Rio de Janeiro (Brazil): IUGS, 2000. (CD-ROM, General Symposia, 3.6).

FERNANDES, R. B. A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; FONTES, M. P. F. Quantificação de óxidos de ferro de latossolos brasileiros por espectroscopia de reflectância difusa. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 2, p. 245–257, 2004.

FITZPATRICK, R. W.; SCHWERTMANN, U. Al-Substituted goethite – An indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. **Geoderma**, Amsterdam, v. 27, n. 4, p. 335–347, 1982.

FONTES, M. P. F.; OLIVEIRA, T. S.; COSTA, L. M.; CAMPOS, A. A. G. Magnetic separation and evaluation of magnetization of Brazilian soils from different parent materials. **Geoderma**, Amsterdam, v. 96, n. 1–2, p. 81–99, 2000.

FONTES, M. P. F.; CARVALHO JUNIOR, I. A. Color attributes and mineralogical characteristics, evaluated by radiometry, of highly weathered tropical soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 69, n. 4, p. 1.162-1.172, 2005.

FU, B.J.; LIU, S.L.; MA, K.M.; ZHU, Y.G. Relationships between soil characteristics, topography and plant diversity in a heterogeneous deciduous broad-leaved forest near Beijing, China. *Plant and Soil*, v. 261, n. 1-2, p. 47-54, 2004.

FURIAN, S.; BARBIERO, L.; BOULET, R.; CURMI, P.; GRIMALDI, M.; GRIMALDI, C. Distribution and dynamics of gibbsite and kaolinite in an Oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 106, n. 1-2, p. 83–100, 2002.

GEE, G. W.; OR, D. Particle-size analysis. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Eds.). **Methods of soil analysis. Part 4**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. p. 255-315. (SSSA Book Series, 5).

GRIMLEY, D. A.; VEPRASKAS, M. J. Magnetic Susceptibility for Use in Delineating Hydric Soils. *Soil Science Society American Journal*, **Madison**, v. 64, p. 2.174-2.180, 2000.

GENÚ, A. M.; DEMATTÊ, J. A. M. Informações espectroeletromagnéticas e topográficas na determinação de teores de componentes do solo. **Bragantia**, Campinas, v. 69, n. 1, p. 157–164, 2010.

GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Topossequências de Latossolos originados de rochas balsáticas no Paraná. I - Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 293–306, 2006.

GOMES, J. B. V.; CURI, N.; MOTTA, P. E. F.; KER, J. C.; MARQUES, J. J. G. C. M.; SCHULZE, D. G. Análise de componentes principais de atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos do bioma cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, v. 28, n. 1, p. 137-153, 2004.

HAIR JUNIOR, J. F.; BLACK, W. C.; BABIN, B. J.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L. **Análise multivariada de dados**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman, 2009. p. 688.

HUNT, G. R.; SALISBURY, G. W.; LENHOFF, C. J. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks III – Oxides and hydroxides. **Modern Geology**, Lausanne, v. 2, p. 195–205, 1971.

INDA, A. V.; TORRENT, J.; BARRÓN, V.; BAYER, C.; FINK, J. R. Iron oxides dynamics in a subtropical Brazilian Paleudult under long-term no-tillage management. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 70, n. 1, p. 48–54, 2013.

INDA JUNIOR, A. V.; KÄMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução redutiva em solos de região tropical e subtropical. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 6, p. 851–866, 2005.

JOHNSON, R. A.; WICHERN, D. W. **Applied multivariate statistical analysis**. 5.ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2002. 767 p.

KAISER, H. F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. **Psychometrika**, New York, v. 23, p. 187–200, 1958.

KÄMPF, N. **Die Eisenoxidmineralogie einer Klimasequenz von Böden aus Eruptiva in Rio Grande do Sul, Brasilien**. 1981. 271 f. Tese (Doutorado) – Freising, Technische Universität München, Munique 1981.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 5, n. 1, p. 17–40, 1997.

KNADEL, M.; VISCARRA ROSSEL, R. A.; DENG, F.; THOMSEN, A.; GREVE, M. H. Visible-near infrared spectra as a proxy for topsoil texture and glacial boundaries. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 77, n. 2, p. 568–579, 2012.

LARK, R. M. Exploring scale-dependent correlation of soil properties by nested sampling. **European Journal of Soil Science**, Amsterdam, v. 56, n. 2, p. 307–317, 2005.

LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W.; DANIELS, R. B. Soil-landscape relationships in the Occidental Plateau of São Paulo State, Brazil: I. Geomorphic surfaces and soil mapping units. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 41, n. 1, p. 104–109, 1977.

LINDSAY, W. **Chemical Equilibria in Soils**. New York: John Wiley; 1979. 449 p.

LU, S. G.; XUE, Q. F.; ZHU, L.; YU, J. Y. Mineral magnetic properties of weathering sequence of soils derived from basalt in Eastern China. **Catena**, Amsterdam, v. 73, n. 1, p. 23–33, 2008.

LUQUE, E. C. L. **Propiedades magnéticas de los óxidos de hierro en suelos mediterráneos**. 2008. 179 f. Tese (Doutorado) - Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes, Universidad de Córdoba, Córdoba, 2008.

MAHER, B. A.; ALEKSEEV, A.; ALEKSEEVA, T. Magnetic mineralogy of soils across the Russian steppe: Climate dependence of pedogenic magnetite formation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 201, n. 3–4, p. 321–341, 2003.

MALLEY, D. F.; MARTIN, P. D.; BEN-DOR, E. Application in analysis of soils. In: ROBERTS, C. A.; WORKMAN, J.; REEVES, J. B. (Eds.). **Near-Infrared Spectroscopy in Agriculture**. Madison: American Society of Agronomy; Crop Science Society of America; Soil Science Society of America, 2004. p. 729–784.

MARQUES JÚNIOR, J.; ALLEONI, L. R. F.; TEIXEIRA, D. D. B.; SIQUEIRA, D. S.; PEREIRA, G. T. Sampling planning of micronutrients and aluminium of the soils of São Paulo, Brazil. **Geoderma Regional**, Madison, v. 4, p. 91–99, 2015.

MARQUES JÚNIOR, J.; SIQUEIRA, D. S.; CAMARGO, L. A.; TEIXEIRA, D. D. B.; BARRÓN, V.; TORRENT, J. Magnetic susceptibility and diffuse reflectance spectroscopy to characterize the spatial variability of soil properties in a Brazilian Haplustalf. **Geoderma**, Amsterdam, v. 219–220, p. 63–71, 2014.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: SWINEFORD, A. (Ed.). **National conference on clays and clay mineral**. Washington: Pergamon Press, 1960. p. 317–342.

MENESES, P. R.; MADEIRA NETTO, J. S. **Sensoriamento remoto: Reflectância dos alvos naturais**. Brasília: UnB/Embrapa Cerrados, 2001. 262 p.

MONTANARI, R.; MARQUES JÚNIOR, J.; CAMPOS, M. C. C.; SOUZA, Z. M.; CAMARGO, L. A. Caracterização mineralógica de Latossolos em diferentes feições do relevo na região de Jaboticabal, SP. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 41, n. 2, p. 191–199, 2010.

MULDER, V. L.; PLOTZE, M.; BRUIN, S.; SCHAEPMAN, M. E.; MAVRIS, C.; KOKALY, R. F.; EGLI, M. Quantifying mineral abundances of complex mixtures by coupling spectral deconvolution of SWIR spectra (2.1-2.4µm) and regression tree analysis. **Geoderma**, Amsterdam, v. 207-208, p. 279-290, 2013.

NORRISH, K.; TAYLOR, R. M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. **Journal Soil Science**, Chichester, v. 12, n. 2, p. 294–306, 1961.

PELUCO, R. G.; MARQUES JÚNIOR, J.; SIQUEIRA, D. S.; PEREIRA, G. T.; BARBOSA, R. S.; TEIXEIRA, D. D. B.; ADAME, C. R.; CORTEZ, L. A. Suscetibilidade magnética do solo na estimação da capacidade de suporte à aplicação de vinhaça. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 48, n. 6, p. 661–672, 2013.

PEDROTTI, A.; FERREIRA, M. M.; CURI, N.; SILVA, M. L. N.; LIMA, M. J.; CARVALHO, R. Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 1, p. 1-9, 2003.

PEÑA, F.; TORRENT, J. Relationships between phosphate sorption and iron oxides in Alfisols from a river terrace sequence of Mediterranean Spain. **Geoderma**, Amsterdam, v. 33, n. 4, p. 283–296, 1984.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. R: **A language and environment for statistical computing**. Viena: R Foundation for Statistical Computing, 2011.

REEVES III, J. B. Near-versus mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy for soil analysis emphasizing carbon and laboratory versus on-site analysis: Where are we and what needs to be done? **Geoderma**, Amsterdam, v. 158, n. 1-2, p. 3-14, 2010.

REZAEI, S. A.; GILKES, R. J. The effects of landscape attributes and plant community on soil physical attributes in rangelands. **Geoderma**, Amsterdam, v. 125, n. 1-2, p. 145-154, 2005.

RESENDE, M.; SANTANA, D. P. REZENDE, S. B. Susceptibilidade magnética em Latossolos do Sudeste e do Sul do Brasil. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3., 1988, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, EMBRAPA: SNLCS/SBCS, 1988. p. 233–258.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of brazilian latosols (oxisols): a review. **Clay Minerals**, Twickenham, v. 43, n. 1, p. 137–154, 2008.

SCHULZE, D. G. The Influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 32, n. 1, p. 36–44, 1984.

SCHULZE, D. G.; SCHWERTMANN, U. The influence of aluminium on iron oxides: X. Properties of Al-substituted goethites. **Clay Minerals**, Twickenham, v. 19, p. 521–539, 1984.

SCHWERTMANN, U. The differentiation of iron oxide in soil by a photochemical extraction with acid ammonium oxalate. **Zeitschrift fuer Pflanzenernaehrung und Bodenkunde**, Weinheim, v. 105, p. 104–201, 1964.

SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R. W.; TAYLOR, R. M.; LEWIS, D. G. The influence of aluminium on iron oxides. Preparation and properties of Al-substituted hematites **Clays and Clay Minerals**, Aurora, v. 27, n. 2, p. 269–276, 1979.

SCHWERTMANN, U.; LENTZE, W. Bodenfarbe and eisenoxidform. **Zeitschrift fuer Pflanzenernaehrung und Bodenkunde**, Weinheim, v. 115, p. 209–214, 1966.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, Philadelphia, v. 139, p. 344–350, 1985.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in soil environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 379–438.

SENA, M. M.; FRIGHETTO, R.T.S.; VALARINI, P.J.; TOKESHI, H.; POPPI, R.J. Discrimination of management effects on soil parameters by using principal component analysis: a multivariate analysis case study. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 67, n. 2, p. 171-181, 2002.

SILVA, A. R.; SOUZA JUNIOR, I. G. S.; COSTA, A. C. S. Suscetibilidade Magnética do horizonte B de solos do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 2, p. 329-337, 2010.

SIQUEIRA, D. S.; MARQUES JÚNIOR, J.; MATIAS, S. S. R.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; BAFFA, O.; OLIVEIRA, L. C. Correlation of properties of Brazilian Haplustalfs with magnetic susceptibility measurements. **Soil, Use and Management**, Oxford, v. 26, n. 4, p. 425–431, 2010.

SMITH, B.; SANDWELL, D. Accuracy and resolution of Shuttle Radar Topography Mission data. **Geophysical Research Letters**, Hoboken, v. 30, n. 9, p. 1467, 2003.

STONER, E. R.; BAUMGARDNER, M. F. Characteristics variations in reflectance of surface oils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 45, p. 1.161–1.165, 1981.

THEOCHAROPOULOS, S. P.; PETRAKIS, P. V.; TRIKATSOULA, A. Multivariate analysis of soil grid data as a soil classification and mapping tool: the case study of a homogeneous plain in Vagia, Viotia, Greece. **Geoderma**, Amsterdam, v. 77, n. 1, p. 63–79, 1997.

THORNTHWAITE, C. W. Na approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, Hoboken, v. 38, p. 55-94, 1948.

TORRENT, J.; BARRÓN, V. Diffuse Reflectance Spectroscopy. In: ULERY, A. L.; DREES, L. R. (Eds.). **Methods of Soil Analysis** – Part 5. Mineralogical Methods. Madison: Soil Science Society of America Journal, 2008. p. 367–387.

TROEH, F. R. Landform equations fitted to contour maps. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 263, p. 616–627, 1965.

VAN DAM, J. C.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R. F. A.; KROES, J. G. Advances of modeling water flow in variably saturated soils with SWAP. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, n. 2, p. 640–653, 2008.

VASCONCELOS, V.; CARVALHO JÚNIOR, A. O.; MARTINS, E. S.; COUTO JÚNIOR, A. F.; GUIMARAES, R. F.; GOMES, R. A. T. Sistema de classificação geomorfométrica baseada em uma arquitetura sequencial em duas etapas: árvore de decisão e classificador espectral, no Parque Nacional da Serra da Canastra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 171–186, 2012.

VASCONCELOS, V.; MARTINS, E. S.; CARVALHO JR, O. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; SIQUEIRA, D. S.; COUTO JÚNIOR, A. F.; GUIMARAES, R. F.; GOMES, R. A. T.; REATTO, A. Modelo de Evolução Pedogeomorfológica da Serra da Canastra, MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 197-212, 2013.

WILLIAMS, J.; COVENTRY, R. J. The contrasting hydrology of red and yellow earths in a landscape of low relief. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL HYDROLOGY OF AREAS OF LOW PRECIPITATION, 128., 1979, Canberra. **Proceedings...** Canberra: International Association of Hydrological Science, 1979. p. 385-395.

YOUNG, F. J.; HAMMER, R. D. Defining geographic soil bodies by landscape position, soil taxonomy, and cluster analysis. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, p. 989–998, 2000.