

A MINERALOGIA DOS SOLOS TROPICAIS: ESTADO DA ARTE E RELAÇÃO COM O USO E MANEJO

Thiago T. C. Pereira^{1*}; Fábio S. Oliveira²; Diana F. Freitas³; Bruna D. Damasceno¹; Adriana C. Dias⁴

¹ Universidade do Estado de Minas Gerais, Unidade Frutal. Av. Prof. Mário Palmério nº1000, Universitário. CEP: 38200-000 Frutal MG, Brasil. thiago.pereira@uemg.br* (autor correspondente).

² Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos nº 6627, Pampulha. CEP: 31270-901 Belo Horizonte MG, Brasil.

³ Universidade Federal do Ceará. Av. da Universidade nº2853, Benfica. CEP: 60020-181 Fortaleza CE.

⁴ Universidade Federal de Viçosa. Av. Peter Henry Rolfs s/n, Centro. CEP: 36570-900 Viçosa MG.

Recebido em 1 de setembro de 2019, aceito em 15 janeiro de 2020

Resumo: O estudo de mineralogia de solos tropicais possui grande amplitude científica e prática, considerando que boa parte de todo processo de sorção e nutrição das plantas está associado à matriz mineral dos solos. Assim, o objetivo deste estudo é apresentar uma revisão do estado da arte da caracterização mineralógica dos solos tropicais brasileiros, de modo a fomentar informações sobre a gênese dos solos nesses ambientes, bem como analisar a relação mineralogia x uso e manejo dos solos. Em uma visão global, o entendimento da mineralogia se faz necessário nos sistemas tropicais devido à enorme abrangência em termos quantitativos, qualitativos e geográficos, dos minerais constituintes dos solos, sobretudo nos Latossolos caulíníticos, oxidícos (Fe), e mesmo gibbsíticos, além daqueles contidos nos Argissolos e Cambissolos, dentre outros. Neste caso, a magnetita e maghemita também poderiam ter uma maior ponderação dentro da taxonomia devido à grande ocorrência em solos brasileiros e a relação existente entre a susceptibilidade magnética e algumas práticas de manejo. Desta forma, sistemas de classificação são preparados tendo como base os conhecimentos adquiridos e ordenamentos a partir dos estudos de solos, incluindo a mineralogia, que repercutem diretamente no auxílio ao manejo das áreas.

Abstract: The mineralogy of the tropical soils: state-of-the-art linked with land use and management. Part of the whole sorption and plant nutrition process are associated with the mineral matrix of soils. The goal of this study is to present a review of state-of-the-art about mineralogical characterization in the Brazilian tropical soils, in order to show details about soil genesis, as well as to analyze the mineralogy versus land use and management. In general, the understanding of mineralogy is necessary in tropical systems due to enormous quantitative, qualitative and geographic coverage of minerals constituting soils, especially in kaolinitic, oxydic (Fe) Latosols, and even gibbsite, besides those contained in Argisols and Cambisols, mainly. Thus, magnetite and maghemite could also have a greater attention within soil classification system due to a large occurrence in Brazilian soils and relationship between magnetic susceptibility and some management practices. In this way, classification systems are prepared based on the knowledge and ordering from soil studies, including mineralogy, that directly affect the management of agricultural areas, as well as those for environmental recovery and conservation.

Palavras-Chave: Latossolos; Óxidos de ferro; Gibbsite; Caulinita.

Keywords: Latosols (Oxisols); Iron oxides; Gibbsite; Kaolinite.

INTRODUÇÃO

O território brasileiro contém a maior porção de solos em clima tropical úmido do planeta, que têm sido associados, desde o início da colonização, a vários tipos de culturas agrícolas (Anjos et al., 2018). Segundo os autores, foi somente a partir de 1950, porém, que houve uma expansão sistemática de pesquisas sobre os solos brasileiros, garantindo atualmente uma base e referência para tomadas de decisão.

Nas regiões tropicais, os solos são mais desenvolvidos do que em ambientes frios, devido às altas temperaturas e chuvas, que facilitam, principalmente, a hidrólise dos silicatos (Silva et al., 2012). Os perfis de solos são mais profundos e apresentam mudanças relacionadas à neoformação de minerais de argila (sintetizados a partir dos produtos iônicos ou coloidais oriundos da intemperização). A caulinita é o mineral de argila dominante (Silva et al., 2012), associada a grandes concentrações de óxidos de Fe e Al em muitas situações, além das presenças de illita e montmorilonita em alguns casos.

Nas áreas geologicamente estáveis dos trópicos nas quais Latossolos, Cambissolos e outros ocorrem, existe uma evolução histórica complexa causada por mudanças climáticas múltiplas e ciclos geomórficos,

cujas evoluções químicas dos solos tendem a uma parcial ou completa remoção de Si e bases, e acumulação de elementos menos móveis, com tendência à permanência de materiais aluminoférricos (Muggler et al., 2007).

O estudo de mineralogia de solos tropicais possui grande amplitude científica e prática, considerando que boa parte de todo processo de sorção e nutrição das plantas está associado à matriz mineral dos solos. Além disso, fontes de reserva nutricional em solos também estão relacionadas aos minerais constituintes. Assim, o estudo de mineralogia de solos em si tem uma grande importância ambiental e forte conotação com o uso e manejo dos solos, além de ser um influenciador da sua taxonomia.

O objetivo deste estudo é apresentar uma revisão do estado da arte da caracterização mineralógica dos solos tropicais brasileiros, de modo a fomentar informações sobre a gênese dos solos nesses ambientes, bem como analisar a relação mineralogia x uso e manejo dos solos referenciada no 5º nível categórico do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2018). O foco está na definição provisória do sub-item "mineralogia", que trata dos aspectos relacionados à qualificação e quantificação das frações areia, silte e argila. Sobretudo para as frações < 0,002 mm, foram considerados os qualificativos "caulíníticos, gibbsíticos e oxidícos" envolvendo Latossolos e, quando conveniente, Argissolos e Cambissolos.

MINERALOGIA DE ARGILAS EM AMBIENTES TROPICAIS

Os minerais da fração argila formados nos ambientes tropicais consistem usualmente de caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), goethita (FeOOH), hematita (Fe_2O_3) e gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) (Figura 1), cujas proporções variáveis no solo dependem do material de origem, da intensidade de intemperismo e das condições de drenagem (Muggler et al., 2007; Schaefer et al., 2008; Resende et al., 2014). De acordo com Schaefer et al. (2008), todos os Latossolos brasileiros possuem caulinita e goethita na fração argila. De maneira menos comum, argilominerais 2:1 também são encontrados, usualmente como fases de intemperismo transicional ou herdadas do material de origem. Assim, quantidades pequenas de vermiculita com Al-hidróxi entrecamadas (VHE), illita, anatásio, rutilo (polimórfico do anatásio), maghemita (polimórfico da hematita) e mesmo haloisita (polimórfico da caulinita) podem ser observados nestes solos (Resende et al., 2014), geralmente com menores proporções destes minerais nos Latossolos em relação aos Cambissolos.

Minerais 2:1

Em muitos Latossolos do Brasil, pequenas quantidades de VHE têm sido detectadas na fração argila (Schaefer et al., 2008). Em alguns destes, foi relatado que a presença de ilhas de Al-hidróxi foram capazes de bloquear sítios de troca, decrescendo bastante a CTC e promovendo o efeito antigibbsítico proposto por Jackson (1964). No entanto, Rodrigues Netto (1996) detectou traços de VHE e illita mesmo em Latossolos gibbsíticos profundamente alterados e com valores de K_i muito baixos.

Conforme Cunha et al. (2014), em solos ácidos de ambiente tropical contendo esmectitas, assim como em solos altamente tamponados de ambiente subtropical, contendo esmectita com Al-hidroxi entrecamadas (EHE) e/ou VHE, os teores de Al-KCl podem ser excepcionalmente altos. Entretanto, em alguns casos, não se manifestam efeitos fitotóxicos do elemento nas culturas. O Al trocável é tradicionalmente quantificado no extrato da solução de KCl 1 mol L^{-1} , mas nem sempre esse elemento provém unicamente de formas trocáveis. Conforme investigado, o método de extração do Al^{3+} com KCl 1 mol L^{-1} pode superestimar as formas trocáveis de Al nos solos estudados (Cunha et al., 2014). Esse efeito decorre da alta concentração salina do sal utilizado, que ao incrementar a hidrólise, pode dissolver uma parcela de Al proveniente de compostos inorgânicos amorfos e Al de compostos orgânicos.

Quanto à fração grossa (silte e areia) dos solos de regiões tropicais, geralmente prevalece o quartzo, com traços de muscovita (Schaefer et al., 2008). Além destes, a magnetita e ilmenita também podem ocorrer nesta fração, principalmente relacionada às rochas básicas, sendo este primeiro mineral uma importante fonte de elementos-traço ao solo (Resende, 1976).

Quanto às micas primárias presentes no solo, estas constituem minerais flossilicatados, não hidratados, com presença de cátions entrecamadas balanceando uma alta carga em suas camadas (Fanning et al., 1989). Neste caso, maior atenção é dada aos minerais micáceos com presença de K como cátion entrecamadas (K como cátion dominante em micas), desde que estes sejam abundantes e importantes nos solos. Melo et al. (2009) apontam que solos jovens do Brasil, ricos em mica e feldspato, podem apresentar teores de K total em torno de 35 g kg^{-1} , enquanto solos altamente intemperizados são, de modo geral, pobres em K, apresentando reserva limitada do nutriente. Os autores destacam o pouco estudo realizado em solos desenvolvidos sob clima tropical úmido com o objetivo de relacionar a mineralogia de suas frações à reserva de K para as plantas.

O íon K liga-se por forças coulômbicas em coordenação com as cargas negativas geradas por substituição isomórfica, o que segundo Sparks (1987), corresponde a -1,0 por unidade de fórmula nas camadas de micas, resultante de três mecanismos: substituição de Si^{4+} por R^{3+} (principalmente Al^{3+} e Fe^{3+}) nas posições tetraédricas; substituição de R^{2+} ou R^{3+} por R^+ ou R^{2+} nas posições octaédricas; ou posições octaédricas vazias.

A ligação do K é favorecida pelo seu raio iônico (1,33 Å), que se ajusta ao poro ditrigonal, e por sua baixa energia de hidratação (0,337 kJ mol^{-1}) (Sparks, 1987; Fanning et al., 1989). A liberação de K destes sítios é um processo muito lento, quando comparado com a mobilidade de K na solução do solo. Nos minerais micáceos, a liberação é consequência de dois processos (Sparks, 1987): transformação de micas com K entrecamadas para minerais 2:1 expansíveis, pela troca de K por cátions hidratados; e dissolução das micas, seguida pela formação dos produtos do intemperismo. A importância relativa destes processos depende da estabilidade das micas e da natureza do ambiente no qual está inserido o solo.

Neste caso, o suprimento de K depende de uma considerável extensão de tipos, quantidades e tamanhos das partículas de micas, já que quanto menores, mais rapidamente liberam K, em comparação com partículas maiores (Fanning et al., 1989). Scott (1968), estudando a relação entre liberação de K e tamanho de micas, revelou que micas pequenas liberaram uma grande parte do K presente nas entrecamadas, considerando que partículas do tamanho de silte mostraram quase que nenhuma liberação do K.

O K, que usualmente é o cátion não trocável presente nas entrecamadas que pode ser substituído por cátions hidratados trocáveis, contribui para que micas funcionem como precursores de vermiculitas e esmectitas (Fanning et al., 1989; Pal et al., 2001).

Neste caso, as micas podem estar, frequentemente, presentes em solos como componentes de partículas que têm sido parcialmente transformadas em minerais expansíveis 2:1, de forma que haja uma interestratificação ou que ocorram pontuações de micas cercadas por zonas expansíveis (Fanning et al., 1989).

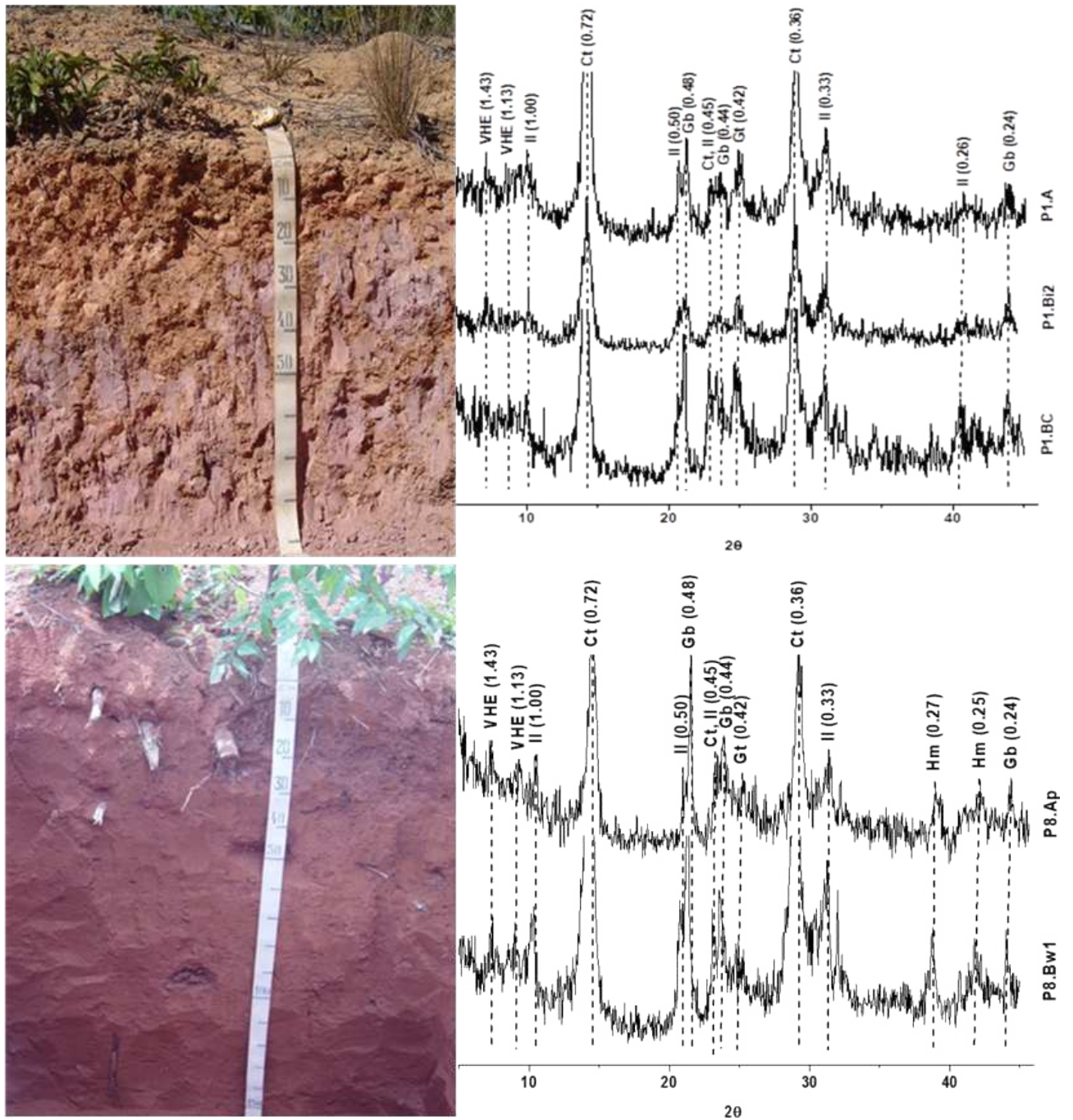


Figura 1 – Difratogramas de raio-X da fração argila natural de um Cambissolo Háplico Tb distrófico típico (P1) e um Latossolo Vermelho distrófico típico (P8) desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí, em ambiente de Cerrado, Curvelo - MG. VHE: vermiculita com hidróxi entrecamadas; II: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita; Gt: goethita; Hm: hematita. Fonte: Pereira (2008).

Quanto ao intemperismo dos minerais micáceos e transformação para minerais 2:1, evidências de testes laboratoriais e observações de campo têm comprovado a maior capacidade da biotita (trioctaedral) de alterar-se frente às mudanças ambientais, comparativamente à muscovita (dioctaedral) (Sparks, 1987). Tal observação está relacionada principalmente à orientação da camada OH, que tem grande influência na interação com os cátions presentes. Nas muscovitas, como há um espaço vazio a cada duas unidades OH, o H⁺ da hidroxila se volta para este espaço vazio, tendendo a não incidir diretamente sobre o K da entrecamada. Nas biotitas, não há espaços vazios na camada OH. Consequentemente, o H⁺ se direciona diretamente sobre o K da entrecamada, repercutindo em uma menor energia de interação (em comparação com a muscovita) e maior facilidade em liberar o K via intemperismo.

No entanto, é apontado que os processos de alteração de micas em minerais expansíveis 2:1 implicam em mais do que um simples ponto de interação eletrostática entre K e unidades cristalográficas (Sparks, 1987). Neste caso, não apenas a orientação OH, mas sequências de empilhamento, distorção estrutural, distribuição das cargas nas camadas e distribuição de sítios vazios determinam a magnitude das forças de interação entrecamadas das micas e as consequentes resistências ao intemperismo (Sparks, 1987; Fanning et al., 1989).

Estudos realizados por Pal et al. (2001) propuseram que o K liberado do intemperismo da biotita pode inibir o intemperismo da muscovita, indicando que quantidades deste mineral não podem ser índices de reserva de K no solo quando as duas micas coexistem. Sendo assim, as atividades de K em solução serão superiores aos níveis críticos da muscovita, já que para micas dioctaedrais tais níveis são tão baixos que até mesmo contaminações por impurezas em testes laboratoriais realizados por Scott e Smith (1966) foram suficientes para prevenir a liberação de K.

Sadeghian-Khalajabadi e Arias-Suárez (2018) destacam que no caso do K aplicado via fertilização, a lixiviação do elemento relaciona-se primeiramente com a mineralogia e CTC, e posteriormente com a textura. Chaves et al. (2015), a partir de estudos sobre a integração de métodos químicos de extração e difração de raios-X, ampliaram o entendimento das formas de reserva de K nas frações de Argissolos subtropicais e o seu potencial de liberação para as plantas. Os métodos usados foram adequados para estimar a reserva mineral das frações dos solos (extração de proporções variadas de K na fração argila em relação aos teores totais: NaHSO₄ (cristais) > ácido oxálico 0,01 mol L⁻¹ ~ NaOH 5 mol L⁻¹ > HNO₃ 1 mol L⁻¹). Assim, a argila pode ser considerada a principal fração no tamponamento de formas disponíveis de K nos solos (Chaves et al., 2015). Além disso, na cinética de liberação de K, as plantas cultivadas estariam bem nutridas a partir de formas não trocáveis e estruturais de K no curto (primeira fase da argila), médio (demais fases da argila e presença residual de ilita e feldspato-K) e longo prazo (silte e areia).

Quanto à ilita, esta foi proposta com o nome de mica que ocorre em sedimentos argilosos. Estes materiais foram idealizados como sendo similares a materiais chamados de sericita e hidromica e que eram diferenciados da muscovita primária por serem pobremente cristalinos, com menor conteúdo de K₂O e maior conteúdo de H₂O (Fanning et al., 1989). Ilitas representam minerais micáceos dioctaedrais, aluminosos e com presença de K, cujas camadas são consideradas não expansivas (Fanning et al., 1989). De acordo com Melo et al. (2005), a abundância de K não trocável em Latossolos brasileiros é diretamente relacionada à presença de ilita e fragmentos de caulinita, bem como à pequena presença de minerais primários micáceos na fração silte e areia.

Minerais 1:1 e óxidos

A caulinita é considerada a fase relativamente estável na maioria dos solos (Ker, 1998; Schaefer et al., 2008; Resende et al., 2014). É importante produto do intemperismo em climas tropicais, sendo constituinte comum dos saprolitos e o mais abundante argilomineral dos solos (Dixon, 1989), podendo ser relacionada à maioria dos Latossolos brasileiros como o argilomineral mais expressivo (Muggler et al., 2007; Schaefer et al., 2008). Origina-se da alteração de vários minerais primários, especialmente feldspatos e micas, ou de minerais secundários (dissolução-reprecipitação e transformação de minerais 2:1), em diferentes condições ambientais (Schaefer et al., 2008). Em uma transformação direta de muscovita para caulinita, as látices da muscovita são destruídas, mas a caulinita formada pode ainda exibir uma relação morfológica do mineral precursor (Nahon, 1991).

Os fatores que favorecem a formação de caulinita são aqueles relacionados a condições de clima quente e úmido, com drenagem livre (mas sem uma lixiviação excessiva) e baixo pH (Resende et al., 2014). Estas condições são comuns nos trópicos e contribuem para a grande abundância deste mineral na fração argila dos Latossolos (Schaefer et al., 2008). A formação de caulinita a partir da alteração de aluminossilicatos primários caracteriza o processo de monossilicificação (Pedro, 1964).

Ainda que a alteração de minerais primários, como feldspatos e micas, ou de minerais secundários, como argilominerais 2:1, expliquem a formação da maioria das caulinitas encontradas nos solos, estudos têm indicado que a transformação de gibbsitas em caulinitas pode ocorrer a partir do processo de ressilificação (Boulangé e Carvalho, 1997; Lucas, 1997; Varajão et al., 1990; Horbe e Costa, 1999; Furian et al., 2002; Oliveira et al., 2013; Mateus et al., 2017). Trata-se de um processo pelo qual o *input* de sílica através de oscilações no nível freático ou pela vegetação conduzem a desestabilização da gibbsita, neoformando caulinitas que, eventualmente, apresentam defeitos estruturais e constituem cristais menores e sem hábito característico.

Esses processos têm sido identificados em muitas áreas de ocorrência de bauxitas e tem explicado porque muitas vezes couraças aluminosas transformam-se em solos ricos em caulinita.

Sobre os óxidos de Fe, termo genérico que inclui óxidos, hidróxidos e oxi-hidróxidos de Fe, estes ocorrem sob influência dos fatores de formação do solo comuns (temperatura, umidade, pH, Eh, etc.), e assim refletem as condições pedoambientais sob as quais foram originados (Schwertmann e Taylor, 1989; Kämpf e Curi, 2000; Resende et al., 2014). Uma vez formados, fases minerais, composição e distribuição dos óxidos podem estar sujeitos a modificações contínuas visando equilibrarem-se com mudanças ambientais experimentadas pelo solo (Kämpf e Curi, 2000).

Até mesmo em baixas concentrações, os óxidos de Fe têm um alto poder pigmentante e imprimem cor a muitos solos, que são determinadas pelo tipo e distribuição ao longo do perfil, contribuindo para explicar a pedogênese, além de auxiliar nas taxonomias de solos (Schwertmann e Taylor, 1989; Resende et al., 2014).

Nos sistemas tropicais e subtropicais, os óxidos de Fe pedogenéticos mais frequentes estão relacionados à goethita, considerada a forma mais estável e indicada pela coloração amarelada ou brunada, e hematita, que imprime coloração avermelhada, até mesmo quando presente em menor quantidade. Para os Latossolos brasileiros, Kämpf e Schwertmann (1983), Curi e Franzmeier (1984) e Kämpf e Curi (2000) apontaram a cor do solo como uma das mais distintas feições dos ambientes tropicais, mostrando boa relação com a natureza do componente oxidico.

Nos Latossolos Vermelhos, a goethita tem sua coloração mascarada pelo alto poder pigmentante da hematita, sendo este último geralmente desprezível ou ausente em solos amarelos, indiferentemente do teor total de Fe presente (Resende, 1976).

A maghemita e magnetita são menos frequentes no solo, impõem coloração bruno-avermelhada e possuem propriedades magnéticas. Parece que existem alguns caminhos pelos quais pode ocorrer a formação de maghemita nos solos: oxidação da magnetita, desidratação da lepidocrocita (polimórfico da goethita), e transformação de outros óxidos de Fe pedogenéticos pelo aquecimento entre 300 e 425 °C na presença de componentes orgânicos, gerando uma condição redutora (Schwertmann e Taylor, 1989).

A magnetita pode ser importante fonte de elementos traço ao solo (Resende, 1976; Schaefer et al., 2008). Este mineral ocorre comumente como grãos escuros na fração mineral grossa de muitos solos, e é de origem litogênica, já que magnetita pedogenética ainda não foi detectada, embora grãos finos deste mineral possam ser facilmente sintetizados sob algumas condições ambientais (Schwertmann e Taylor 1989). Em estudos sobre a ocorrência de concreções ferruginosas em Latossolos Vermelhos, Viana et al. (2006) apontaram para a presença de magnetita possivelmente pedogenética nestes solos a partir de transformação induzida pelo fogo em óxidos de Fe pedogenéticos.

De acordo com Schaefer et al. (2008), Latossolos magnéticos são associados a materiais parentais ricos em Fe, com magnetização alta da fração argila somente em solos derivados de rochas máficas, tufticas ou itabiríticas. A fração grossa destes solos tem forte susceptibilidade magnética relacionada à magnetita, e a fração fina à maghemita, principalmente. Pseudomorfos de magnetita alterada em seções delgadas foram reconhecidos como uma fase intermediária da oxidação, denominada martita (Varajão et al., 2002).

A formação dos óxidos de Fe pode estar relacionada à liberação de Fe constituinte de silicatos por meio da protólise e oxidação, com tendência para a formação de óxidos de baixa solubilidade em pH > 3 (Schwertmann e Taylor, 1989). Hematitas formam-se de ferridrita, que é uma fase menos cristalina, a partir de agregação, desidratação e rearranjo estrutural, desde que as condições solo-ambiente sejam favoráveis, como baixa atividade de sílica em solução e pequenas quantidades de matéria orgânica, cujos resultados sejam a baixa complexação de Fe (Kämpf e Curi, 2000; Schaefer, 2008). Estas condições são típicas de sistemas com drenagem livre caracterizados por alta temperatura, e contendo água suficiente para causar grandes taxas de alteração e lixiviação de sílica. Em contraste, temperaturas mais amenas, com alta atividade de H₂O e altos conteúdos de matéria orgânica, são fatores que favorecem a formação de goethita. A ampla ocorrência de solos com horizontes superficiais amarelados acima de subsolos vermelhos sugere que na presença de matéria orgânica a formação de goethita pode ser favorecida sobre a hematita (Kämpf e Curi, 2000).

A adsorção específica de ânions pelos óxidos de Fe, como a relacionada aos fosfatos, representam um dos grandes e mais importantes fenômenos do complexo sortivo nos solos tropicais (Schwertmann e Taylor, 1989). Além dos óxidos de Fe, a adsorção de fosfato também é usualmente atribuída aos óxidos de Al, e caulinita, sendo este fato creditado à presença de grupos Fe-OH e Al-OH na superfície do mineral (Fontes e Weed, 1996). Especificamente para os óxidos de Fe, Curi e Franzmeier (1984) reportaram o alto e baixo poder adsorptivo para solos mais goethíticos e mais hematíticos, respectivamente, em uma mesma topossequência. Isto reforça a ideia de alguns autores de que existe boa relação entre cor do solo e adsorção de fosfatos (Fontes e Weed, 1996).

Quanto à gibbsita, este é o mais comum polimorfo de Al(OH)₃ na natureza, que ocorre em solos ácidos e mais intemperizados (Hsu, 1989). Embora a gibbsita seja um óxido que comumente ocorre em vários solos sob diversas condições climáticas, este mineral tende a ocorrer mais intensamente em Latossolos (Hsu, 1989; Schaefer et al., 2008), nos quais os processos de intemperismo e lixiviação são mais atuantes, o que repercute em alguns casos, na maior quantidade de gibbsita em relação à caulinita (Schaefer et al., 2008). Em contraste, segundo os autores, a gibbsita será ausente em solos menos intemperizados, com Ki > 2,0.

No entanto, em estudo sobre Cambissolos desenvolvidos de rochas pelíticas, Almeida (1979) constatou a ocorrência de gibbsita, mesmo com resultados de $K_i > 2,0$.

No Brasil, grandes quantidades de gibbsita são encontradas em solos desenvolvidos de rochas ricas em Fe (Resende, 1976). De acordo com o autor, esta tendência parece estar relacionada aos seguintes fatos: rochas ricas em Fe são originalmente pobres em sílica, o que favorece a formação de gibbsita ao invés da caulinita; e óxidos de Fe livres adsorvem sílica, reduzindo a habilidade de complexar Al e formar caulinita.

A formação da gibbsita inicia com o deslocamento das bases pelo H^+ , cuja sequência é marcada pela quebra hidrolítica da ligação Si-O-Al nos minerais primários, liberando Al^{3+} para a solução do solo. Entre os processos de cristalização do $Al(OH)_3$, a neutralização do Al^{3+} com uma base provavelmente é muito semelhante ao que é encontrado na natureza, cujo requerimento necessário para a estabilidade estrutural é que a repulsão entre Al^{3+} seja balanceada pela ligação Al-OH-Al (Hsu, 1989).

Em geral, a gibbsita está comumente associada à hematita e goethita, que ocorrem mais facilmente nos processos de gênese dos solos, já que muitos horizontes oxidícos contêm goethita e/ou hematita sem gibbsita, mas horizontes gibbsíticos puros são raros (Hsu, 1989). Segundo o autor, mesmo materiais ricos em Al podem conter consideráveis quantidades de goethita e/ou hematita.

Alguns estudos têm sugerido que aluminossilicatos primários podem se transformar diretamente para gibbsita (Hsu, 1989; Furian et al., 2002; Oliveira et al., 2011). Neste caso, ocorreria uma rápida dissolução no início da fase de intemperismo de aluminossilicatos (principalmente feldspatos), em que a gibbsita pode ser um dos primeiros produtos de neoformação, caracterizando o processo de alitização (Pedro, 1964). No entanto, outras investigações sugerem que a formação de gibbsita a partir de aluminossilicatos passa por minerais argilosos intermediários, incluindo progressiva dissolução da caulinita (dessilicificação) (Millot, 1964). Isto é reportado porque a proporção de caulinita e gibbsita é de modo geral inversamente relacionada, em que a gibbsita representa o mineral dominante em solos muito alterados e depósitos de bauxita, e a caulinita é o mineral dominante nas zonas menos intemperizadas.

A formação direta da gibbsita a partir de minerais micáceos não tem sido reportada. Isto sugere que micas alteram-se seguindo uma sequência: vermiculita, esmectitas, esmectitas com Al-hidróxi entrecamadas, caulinita e eventualmente gibbsita (Jackson, 1964). É entendido que a gibbsita não se formará até que todos os minerais argilosos expansíveis 2:1 sejam decompostos (Hsu, 1989). No entanto, trabalhos desenvolvidos por Almeida (1979) e Pereira et al. (2010) demonstraram a coexistência de VHE e gibbsita na fração argila de solos tropicais (Figura 1).

Existe uma forte afinidade entre gibbsita e ânions, como os fosfatos.

A afinidade de íons pelo Al^{3+} é forte o bastante para remover o OH- da superfície ou para liberar H^+ do H_3PO_4 , $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-} (Hsu, 1989). Não somente a gibbsita, mas óxidos de Al amorfos são os mais prováveis relacionados à adsorção de fosfato. De acordo com Schaefer et al. (2004) e Schaefer et al. (2008), tais características são importantes se tratando de Latossolos muito alterados.

Tem sido muito difundido na literatura que a expressão da estrutura granular é favorecida pela presença de gibbsita (Hsu, 1989; Resende et al., 2014), cuja influência repercute também na microagregação (Schaefer, 2001 e Schaefer et al. 2004) e estabilidade dos agregados do solo (Hsu, 1989; Schaefer, 2001). No entanto, ainda faltam trabalhos que apontem para a quantidade de gibbsita necessária para uma estruturação granular, já que solos pouco estruturados, às vezes com aspecto maciço, como alguns Cambissolos Háplicos tropicais, possuem gibbsita, mas não são "granulares" (Pereira et al., 2010).

Mesmo que ainda não esteja bem esclarecido na literatura, os mecanismos de agregação podem ser explicados de duas maneiras (Hsu, 1989): pequenos polímeros Al-hidróxi, considerados fragmentos do $Al(OH)_3$ sólido, podem ser presos mais firmemente que cátions trocáveis nos espaços entrecamadas dos minerais argilosos expansíveis (Barnhisel e Bertsch, 1989). A presença destes materiais pode reduzir a expansão das partículas de argila, mantendo juntas lâminas silicatadas e deslocando cátions presentes nas entrecamadas que tenham alto poder de hidratação, como o Na^+ , promovendo assim uma agregação. Hidróxidos de alumínio e polímeros Al-hidróxi também podem reagir com partículas de argila em suas superfícies externas e funcionar como um agente cimentante. As cargas positivas dos $Al(OH)_3$ são distribuídas nas extremidades. Por causa da restrição espacial, é impossível que todas as cargas positivas de um polímero Al-hidróxi ou uma unidade $Al(OH)_3$ sejam completamente satisfeitas por uma partícula de argila. Neste caso, quando uma unidade $Al(OH)_3$ é aproximada de uma partícula de argila, elas tendem a se unir.

Relação mineralogia x uso e manejo dos solos

A relativa simplicidade da composição mineralógica dos Latossolos brasileiros permite que se tenham informações bem detalhadas em nível de família, em referência ao SiBCS, possibilitando, para alguns desses solos, a sistematização do conhecimento existente a respeito do manejo de solos e culturas, como no caso dos teores de P e respostas à adubação, por exemplo (Resende et al., 2017).

Vendrame et al. (2012) apontam que no Brasil, os Latossolos ocupam cerca de 2,9 milhões de km^2 (1/3 do território nacional), sendo a textura e mineralogia duas propriedades diagnósticas muito usadas na classificação destes solos. Assim, a mineralogia passa a ter grande valor quando se trata de observar o comportamento físico e químico dos solos, capaz de auxiliar na completa

identificação dos minerais primários e secundários presentes no perfil quando a produção vegetal é o objetivo final (Reatto et al., 1998). Seu uso como ferramenta para a avaliação das propriedades dos minerais que compõem o solo é extremamente importante para o entendimento das diferentes relações químicas e físicas que ali ocorrem (Miguel et al., 2014).

Donagemma et al. (2016), analisando solos de textura mais grosseira (6% do Brasil), incluindo a região Matopiba (Mato Grosso, Tocantins, Piauí, Bahia), considerada a nova fronteira agrícola do Brasil, apontam que a compreensão das funções do solo depende do estabelecimento de critérios distintos para o conhecimento e dinâmica da matéria orgânica, conteúdo e mineralogia da fração argila, conteúdo de areia grossa em relação à areia fina, e capacidade de retenção de água. Tais critérios podem contribuir para um sistema de classificação mais detalhado do solo, para um zoneamento que estabeleça ações visando a conservação e manejo da fertilidade dos solos, bem como estimativas de seus potenciais agrícolas (Donagemma et al., 2016).

Souza et al. (2010) apontam a necessidade de conhecimentos mineralógicos para a compreensão da gênese, habilidade e limitações de um solo. Montanari et al. (2010) destacam a necessidade de um maior aprofundamento no estudo da distribuição de atributos mineralógicos associados às pequenas variações do relevo.

Pesquisas relacionadas aos Latossolos da região do Cerrado (Vendrame et al., 2011), que espelham muito os aspectos mineralógicos dos solos tropicais, revelam uma composição relativamente simples da fração argila, constituída principalmente por caulinita e óxidos de ferro e de alumínio.

Souza Junior et al. (2010) destacam que os solos tropicais altamente intemperizados tendem a acumular residualmente óxidos de ferro e alumínio. Entre os óxidos e hidróxidos de ferro presentes na fração argila, a goethita e a hematita são os mais abundantes e estudados. No entanto, há poucos estudos acerca da identificação e quantificação da maghemita, um mineral ferrimagnético que está na fração argila dos solos, principalmente naqueles desenvolvidos de rochas máficas. A maghemita e a magnetita são responsáveis pela magnetização espontânea dos solos e ocupam percentagem expressiva dos solos brasileiros.

Ambos minerais possuem alta relação com a disponibilidade de cátions metálicos e com a capacidade do solo em adsorver ânions como o fosfato (Silva et al., 2010). A determinação da suscetibilidade magnética por unidade de massa é o método mais simples de identificar a presença e quantificar esses minerais nos solos. É uma técnica rápida, barata, não destrutiva e de boa reprodutibilidade, que pode ser utilizada como critério nos estudos pedogenéticos em que os minerais ferrimagnéticos estão presentes (Silva et al., 2010). A determinação da suscetibilidade magnética por unidade de massa é o método mais simples de identificar a presença e quantificar esses minerais nos solos.

É uma técnica rápida, barata, não destrutiva e de boa reprodutibilidade, que pode ser utilizada como critério nos estudos pedogenéticos em que os minerais ferrimagnéticos estão presentes (Silva et al., 2010). Destaque semelhante foi dado por Teixeira et al. (2018), uma vez que estudos sobre unidades de mapeamento de solos podem ser potencializadas por práticas envolvendo a susceptibilidade magnética e teor de argila, principalmente devido ao menor custo e rapidez dos resultados. Como os mapeamentos de solos estão diretamente associados aos sistemas de classificação de solos, a proposta de discussão mais ampliada da presença de magnetita e maghemita nos solos brasileiros, além daquela já feita para solos cauliniticos e oxidicos, deve ser levada em consideração, principalmente pela abrangência geográfica desses minerais, além de suas correlações com o manejo dos solos.

Solos com mineralogia predominantemente caulinitica podem apresentar ajuste face a face, contribuindo para um maior adensamento, devendo, nestes casos, ter atenção quanto ao manejo físico e necessidade de acúmulo de matéria orgânica (Lima Neto et al., 2010; Fernandes et al., 2016). Tais características podem ser observadas em estudos de solos dos Tabuleiros Costeiros (Correa et al., 2008), nos quais descrevem que a gênese dos horizontes coesos são derivados da acumulação de argila fina iluvial, com e sem microlamelas, moderada a alta birrefringência e composição caulinitica. Possibilidades de ajuste face a face da caulinita também foram apontados por Pereira et al. (2012) em Cambissolos desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí, contendo grandes quantidades desse argilomineral, além da illita. Alternativas de manejo, incluindo a subsolagem, tem possibilitado o uso tanto dos solos dos Tabuleiros Costeiros, quanto dos Cambissolos descritos acima.

Na bacia amazônica, solos estudados por Garcia et al. (2013) contendo plintita e petroplintita evidenciam que a mineralogia da fração argila é basicamente dominada por caulinita na fração argila, seguida por goethita, gibbsita e anatásio, além de poucos minerais 2:1. Na fração areia, o domínio é do quartzo. Nos materiais ferruginosos, goethita e hematita são os principais constituintes. A relação Feo/Fed revelou uma quantidade significativa de minerais amorfos.

Pesquisando Terras Pretas Arqueológicas-TPA na Amazônia, Silva et al. (2012) observaram a semelhança entre as características morfológicas, mineralógicas e químicas dos horizontes subsuperficiais da TPA e solos adjacentes, sugerindo o desenvolvimento a partir destes, com posterior transformação pedogenética pela introdução de materiais orgânicos e inorgânicos por antigas colonizações humanas.

Orrutéa et al. (2012) verificaram o predomínio da caulinita na fração argila e alta reserva mineral de K nos solos da floresta amazônica meridional, associada à ocorrência de micas nas frações argila, silte e areia.

Os baixos teores de Fe relacionados a compostos cristalinos na fração argila refletiram a reduzida ocorrência de minerais ferromagnesianos, biotita e anfíbios no material de origem dos solos estudados. Neste caso, os diferentes manejos dos solos da floresta amazônica não afetaram os teores de Fe associados aos minerais com maior e menor grau de cristalinidade da fração argila. A maior relação goethita/hematita no horizonte A para a mata nativa indica a transformação parcial de goethita em hematita em decorrência da queimada da floresta para a implantação dos manejos de agricultura migratória (mata secundária) e pastagem.

Inda et al. (2014), analisando Latossolos de campos e florestas nativas subtropicais, apontaram que teores de carbono orgânico (CO) são maiores no solo sob floresta e, possivelmente, influenciam nos processos dissolutivos de óxidos de Fe cristalinos e na neoformação de tipos metaestáveis de baixa cristalinidade. Além disso, conforme os autores, o incremento de CO no solo sob floresta elevou expressivamente sua área superficial específica, mascarando o efeito geralmente positivo dos óxidos de Fe sobre a característica física.

De acordo com estudos sobre formas de Fe e Al em Latossolos do Cerrado, Vendrame et al. (2011) apontaram que, independentemente da classe textural, os óxidos de Fe de alto grau de cristalinidade representaram a principal forma de Fe e correlacionaram-se positivamente com os teores totais de Fe, enquanto os óxidos de Al apresentaram maior afinidade ao CO, em detrimento dos óxidos de Fe.

Assim, a maioria do conteúdo de Fe em Latossolos ocorre na forma de oxi-hidróxidos pedogenéticos de Fe de maior cristalinidade e baixa solubilidade. Porém, a maioria destes não está disponível para as plantas, como micronutriente. Em contrapartida, o Fe associado ao componente orgânico é a fração que mais contribui para a disponibilidade do elemento para as plantas, sendo que as plantas com maior teor de Fe foliar produzem uma maior quantidade de biomassa (Mielki et al., 2016).

Quanto à sorção de elementos químicos, o estudo voltado para os solos é de fundamental importância para compreender as interações que ocorrem no sistema solo-água-planta, o qual define a capacidade do solo em responder à adição desses elementos (Abreu et al., 2011).

A baixa disponibilidade de P em solos tropicais e subtropicais do Brasil, normalmente relacionada à adsorção de fosfato pelas superfícies minerais, é considerada um dos principais fatores limitantes da produção agrícola (Novais e Smyth, 1999), que pode ser atenuado pelo acúmulo de matéria orgânica.

Estudos realizados por Fink et al. (2014) objetivaram quantificar a capacidade máxima de adsorção de fósforo (CMAP) e as variáveis mineralógicas determinantes, bem como verificar o efeito do plantio direto em mitigar a adsorção de fósforo nos solos. A CMAP apresentou relação com a concentração de óxidos de ferro, goethita e ferridrita, com a razão gibbsita/(gibbsita+caulinita) e com a área superficial específica do solo.

Em adição à composição mineralógica dos solos, atenção tem sido dada à influência da matéria orgânica na redução da capacidade de adsorção de P e sua disponibilidade para as plantas. Neste caso, ligantes orgânicos na solução do solo competem com o P por sítios de adsorção presentes na superfície do mineral, e assim, diminuem a adsorção de P pela fase mineral (Mikutta et al., 2006). No entanto, Fink et al. (2014) mostraram que mesmo com o aumento do conteúdo de matéria orgânica em solos sob plantio direto, não foi observada alteração na CMAP, comparativamente ao sistema de preparo convencional.

Independentemente, o papel central da matéria orgânica na determinação da fertilidade do solo tem sido reconhecido há séculos (Lal, 2008), sendo seu benefício especialmente importante em sistemas agrícolas tropicais, e diretamente associado à matriz mineral do solo. Na aplicação de biomassa carbonizada (*biochar*), por exemplo, as variáveis mineralógicas, bem como a textura, possuem propriedades que podem influenciar sobremaneira as alterações do solo (Butnan et al., 2015). Neste caso, pesquisas tem demonstrado a capacidade do *biochar* para a redução da toxidez de Al em Latossolos e Argissolos tropicais muito intemperizados, além de terem um potencial para fornecer nutrientes, promover a calagem (por meio das cinzas) e aumentar a CTC.

Conforme Bruun et al. (2010), o armazenamento e ciclagem do CO é influenciado pelas interações entre a matéria orgânica e a fração mineral do solo. Porém, a influência do conteúdo de argila e tipo sobre as taxas de ciclagem de CO ainda permanecem incertas, particularmente relacionados aos solos tropicais sob vegetação natural. A maioria das pesquisas sobre a dinâmica do CO está relacionada às condições temperadas, enquanto os mecanismos que controlam a ciclagem de CO em solos tropicais ainda são menos compreendidos (Wang e Hsieh, 2002).

As reservas de CO estão relacionadas à quantidade e qualidade do carbono no solo e sua subsequente taxa de mineralização, que pode ser reduzida pelos processos de estabilização que protegem o CO contra eventuais decomposições. Interações entre os minerais do solo e o CO podem levar à estabilização deste último pelo aprisionamento nos microporos (Baldock e Skjemstad, 2000), e por interações intermoleculares entre o CO a superfície das partículas de argilominerais e de óxidos de Fe e Al (Basile-Doelsch et al., 2007).

A importância dos diferentes minerais para a estabilização do CO permanece em dúvida. O conhecimento atual é baseado em dados limitados e conflituosos, apesar de ser usual aceitar que a capacidade de estabilidade do CO pelos minerais de argila diminui na seguinte ordem: alofana > esmectita > illita > caulinita (von Lützow et al., 2006). Dados relacionados à clorita e vermiculita ainda não permitem um ranqueamento dos efeitos de estabilidade desses minerais.

Resultados do estudo elaborado por Bruun et al. (2010) demonstraram que os minerais de argila e conteúdo de

óxidos de Al e Fe tem uma influência significativa na estabilidade do CO. Correlação inversa entre o CO lábil e conteúdos de Fed e Ald em solos densos e de granulometria mais fina (< 250 nm) sugerem que quantidades significativas de CO são estabilizadas pela interação entre os oxi-hidróxidos de Al e Fe mais disponíveis.

Mineralogia e processos erosivos

Em estudos sobre o uso da mineralogia no controle da poluição por sedimentos em rios, Mello et al. (2016) indicaram ser importante um monitoramento a longo-prazo para testar a qualidade e quantidade de sedimentos transportados pelos rios. A prática pode gerar informações essenciais para o manejo dos corpos hídricos, especialmente com relação à dinâmica dos sedimentos e eficiência do controle dos programas de combate à poluição de fontes difusas.

A utilização das propriedades mineralógicas na identificação das fontes de sedimentos em suspensão pode ajudar a elucidar os fatores e processos que regem a transferência de sedimentos e poluentes dos sistemas terrestres para os sistemas aquáticos. No entanto, não é comum o uso da mineralogia aliada a modelos de predição de erosão do solo, tampouco na identificação de fontes de produção de sedimentos (Miguel et al., 2014).

Trabalhos encontrados na literatura têm usado alguns minerais, principalmente óxidos de Fe, como marcadores ou traçadores de erosão do solo. O magnetismo de alguns minerais faz com que esses possam ser usados como traçadores (Guzmán et al., 2010). Também, características muito úteis relacionadas à presença de minerais distintos nos solos, como a cor, podem ser usadas para identificar os processos erosivos (Martínez-Carreras et al., 2010) e a variabilidade espacial de materiais de origem em uma mesma área (Kasanin-Grubin, 2013).

Ainda há pouca difusão de trabalhos que busquem usar variáveis mineralógicas quantitativas em modelos de predição de erosão do solo ou identificar fontes de produção de sedimentos (Miguel et al., 2014). Estudos que se apoiam em técnicas de análise de difratometria de raios-X (DRX), análise térmica diferencial (ATD) e análise termogravimétrica (TG) têm demonstrado que é possível a obtenção de variáveis mineralógicas quantitativas que podem ser usadas em tais modelos (Kim et al., 2013).

O método *fingerprint* para identificação de fontes de sedimentos tem sido utilizado amplamente no mundo (Collins et al., 2012). No Brasil, os estudos de identificação de fontes de produção de sedimentos ainda se encontram em caráter incipiente, sendo desenvolvidos em bacias hidrográficas de pequeno porte, usando basicamente variáveis geoquímicas como traçadores, sem testar variáveis mineralógicas (Miguel et al., 2014).

Assim, estudos realizados por Miguel et al. (2014), demonstraram que as variáveis mineralógicas, teor de caulinita e goethita, apresentaram capacidade discriminante e puderam ser usados como traçadores

na identificação das fontes de produção de sedimentos e na avaliação da proporção de contribuição de cada uma das fontes, aumentando assim a capacidade de estimativa do método *fingerprint*.

Papel da mineralogia em solos contaminados

Solos contaminados por compostos orgânicos não biodegradáveis são usualmente tratados a partir de processos oxidativos avançados, sendo que fortes agentes oxidantes químicos são adicionados para colapsar essas substâncias (Sun e Yan, 2007; Siegrist et al. 2011). Reagentes de Fenton são agentes químicos oxidantes comumente usados para remediação de solos contaminados (Leifeld e Kögel-Knabner, 2001; Sun e Yan, 2007). Esses processos são baseados na reação entre Fe^{2+} e H_2O_2 para produzir radicais hidroxílicos (OH) intermediários altamente reativos, os quais são capazes de oxidar componentes orgânicos (Silva et al., 2012).

Sirguy et al. (2008) aplicaram reagente de Fenton em Cambissolos e observaram uma diminuição significativa do carbono orgânico e redução da CTC diretamente relacionada à mineralização dessa MO. Em Argissolos cauliniticos, Silva et al. (2012) não observaram nenhuma alteração significativa na mineralogia da fração argila após este tratamento. No entanto, os autores mostraram que o tratamento em Vertissolos apresentou modificações importantes nas propriedades do solo, relacionados ao conteúdo de matéria orgânica e expansão de argilas devido à degradação da montmorilonita. Tal modificação diminuiu drasticamente a CTC e, conseqüentemente, provocou uma diminuição da fertilidade do solo, por consequência da redução da retenção de água e nutrientes pelos argilominerais (Silva et al., 2012).

Estudos conduzidos por Oliveira et al. (2016) apontaram que desde o início dos anos 2000, o persulfato ($S_2O_8^{2-}$) tem sido usado como um oxidante químico in situ útil devido à maior persistência e capacidade de degradar um grande número de compostos orgânicos, comparativamente a outros oxidantes químicos convencionais.

Neste caso, foi demonstrado que a interação entre o persulfato e óxidos de ferro é altamente dependente do pH (Oliveira et al., 2016). Em condições alcalinas, a feridrita foi o óxido de Fe mais reativo, seguida pela hematita e goethita, enquanto em condições ácidas (pH 3 a 6), a ordem foi invertida (Ahmad et al. 2010). Além disso, o Fe amorfo foi mais reativo do que os minerais cristalinos e, portanto, foi associado a uma maior perda de massa de persulfato (Sra et al., 2010; Liu et al., 2014). Desta forma, Oliveira et al. (2016) evidenciaram que, do ponto de vista mineralógico, a presença de persulfato repercute em diminuição do pH e dissolução de caulinita, gibbsita e óxidos de Fe amorfos. Os autores abordaram que a degradação do persulfato foi altamente dependente da liberação de metais para a solução, sendo as principais propriedades de controle do solo: capacidade de tamponamento do solo, que geralmente é

baixa em sistemas tropicais; suscetibilidade dos minerais à dissolução, que depende do tipo de mineral e do grau de cristalinidade; e a presença de ferro em minerais e óxidos amorfos.

Mineralogia como apoio ao uso de novas tecnologias

Partindo para o campo de estudo envolvendo novas tecnologias, Demattê et al. (2012) demonstraram a necessidade de entender melhor as relações entre atributos do solo e dados espectrais, que possuem um importante potencial na avaliação ambiental.

Nas últimas décadas, as avaliações de solos por meio de técnicas de sensoriamento remoto ganharam destaque (Demattê et al., 2015), como no uso em levantamentos de solos, na quantificação mineralógica (Viscarra Rossel et al., 2006), na avaliação da qualidade do solo (Vagen et al., 2006) e na agricultura de precisão (Stenberg et al., 2010). Estudos feitos por Demattê et al. (2015) indicaram diferenças nos dados espectrais de solos devido às alterações em suas propriedades ao longo da paisagem, tais como a mineralogia da fração argila, a textura, e mesmo o índice Ki. Assim, foi observada uma sequência de absorção espectral em solos, sendo aqueles com maior presença de Fe cristalino (hematita e goethita) e menor Ki, os que apresentaram uma maior absorção espectral.

Em trabalho com solos do Estado de São Paulo, Demattê et al. (2012) procuraram avaliar as relações entre energia eletromagnética refletida com os atributos químicos, físicos e mineralógicos dos solos, verificando as variações espectrais das amostras ao longo de perfis e suas relações com a classificação e discriminação dos solos. Assim, conforme os autores, foi observado que solos mais arenosos refletiram mais, com curvas espectrais de aspecto ascendente, ao contrário dos solos argilosos. Foi possível detectar a presença de caulinita, gibbsita e dos óxidos de ferro (hematita e goethita) presentes nos solos pelos aspectos descritivos das curvas, feições de absorção e intensidade de reflectância; e que existe uma relação entre níveis de intemperismo e informações espectrais. A avaliação dos dados espectrais de amostras dos horizontes superficiais e subsuperficiais permitiu caracterizar e discernir a variabilidade analítica do perfil, auxiliando na discriminação e classificação dos solos.

Autores apontaram que a espectroscopia no infravermelho próximo (NIRS) tem sido bem aceita como método para avaliar vários constituintes do solo, porém, poucos estudos têm usado a NIRS para prever sobre a textura e mineralogia de solos tropicais (Shepherd e Walsh, 2002; Vendrame et al., 2012). Neste caso, para uma amostragem de solo correspondente a um mapa em maior escala e levando em consideração a variabilidade de Latossolos em uma região, a NIRS pode prever com precisão a maioria das propriedades mineralógicas dos Latossolos, em detrimento do pH e CTC, que requerem mais atenção do ponto de vista das práticas agrícolas. Awiti et al. (2008) usaram a NIRS como ferramenta para avaliar o status da fertilidade do solo ao longo de uma

toposequência. Conteúdos de argila, matéria orgânica e nitrogênio total foram relativamente bem indicados pela NIRS (Shepherd e Walsh, 2002; Viscarra Rossel et al., 2006). Demattê et al. (2006) mostraram o uso da NIRS para identificar a mineralogia principal em solos tropicais.

A mineralogia do solo fornece informações sobre a natureza físico-química das superfícies, enquanto a área superficial específica (ASE) fornece informações sobre a quantidade de carga superficial, ou seja, quanto maior a ASE de um coloide, maior sua densidade de cargas (Minasny e Hartemink, 2011). Com a mineralogia quantitativa, superfície específica e análise química total, várias propriedades podem ser previstas, incluindo características de carga superficial, CTC, reações de sorção, agregação e estabilidade de agregados, distribuição de tamanho de poros e coeficientes de transporte de água e gases (Uehara, 2003). No entanto, medições mineralógicas detalhadas e área de superfície específica são caras e raramente feitas em levantamentos de solo. Através da espectroscopia de infravermelho, algumas dessas informações poderiam ser obtidas (Minasny e Hartemink, 2011).

De acordo com Minasny e Hartemink (2011), a espectroscopia no infravermelho médio (MIRS) usualmente produz melhor previsão do que a NIRS e vis-NIR. MIRS é apresentada para prever com precisão o CO₂, C total, N total, CTC, carbonatos, pH, argila e conteúdo de areia. Propriedades químicas que são relacionadas aos componentes minerais e orgânicos podem ser preditos por causa da interação entre as propriedades do solo e os componentes ativos do solo: matéria orgânica, minerais de argila e óxidos. Propriedades físicas do solo baseadas na composição sólida e área superficial, conteúdo de argila e potencial de expansão-contração podem ser bem indicados. Além disso, os instrumentos de indução eletromagnética e resistividade do solo podem fornecer uma condutividade elétrica do solo rápida e espacialmente referenciada, que reflete uma combinação de mineralogia do solo, sais, umidade e textura, e é uma medida composta das propriedades do solo.

Neste caso, os estudos de mineralogia de solos tropicais são decisivos para o entendimento da gênese e classificação dos solos, que mesmo passando por momentos difíceis nas décadas de 1980 e 1990, vem ganhando novamente interesse tanto no Brasil quanto em nível mundial (Embrapa, 2018), uma vez que se torna bastante claro nos dias atuais a estreita relação entre a mineralogia dos solos e a produção de alimentos, fibras e energia.

Considerações finais

O estudo de mineralogia talvez esteja no seu principal momento dentro da reflexão sobre os solos, já que é notória a relação entre matriz mineral dos solos com os seus componentes orgânicos, bem como sua relação com os processos de adsorção, dessorção, agregação e estruturação dos solos.

Em uma visão global, o entendimento da mineralogia se faz necessário nos sistemas tropicais devido à enorme abrangência em termos quantitativos, qualitativos e geográficos, dos minerais constituintes dos solos, sobretudo nos Latossolos cauliniticos, oxídicos (Fe) e mesmo gibbsíticos, além daqueles contidos nos Argissolos e Cambissolos, dentre outros. Neste caso, a magnetita e maghemita também poderiam ter uma maior ponderação dentro da taxonomia devido à grande ocorrência em solos brasileiros e a relação existente entre a susceptibilidade magnética e algumas práticas de manejo.

Assim, sistemas de classificação são preparados tendo como base os conhecimentos adquiridos e ordenamentos a partir dos estudos de solos, incluindo a mineralogia, que repercutem diretamente no auxílio ao manejo das áreas agrícolas, bem como àquelas destinadas à recuperação e conservação ambiental.

Agradecimentos

Aos Grupos de Pesquisa Uso e Conservação de Solo e Água, e TRADO - Interações Pedogeomorfológicas e Indicadores Ambientais, e ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais da UEMG.

Referências

- Abreu L.B., Carvalho G.S., Curi N., Guilherme L.R.G., Marques J.J.G.S.M. 2011. Sorção de selênio em solos do bioma cerrado. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 35:1995-2003.
- Ahmad M., Teel A. L., Watts R. J. 2010. Persulfate activation by subsurface minerals. *Journal of Contaminant Hydrology*, 115:34-45.
- Almeida J.R. 1979. Cronocromosequência de solos originários de rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Dissertação de Mestrado, Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, 150 p.
- Awiti A.O., Walsh M.G., Shepherd K.D., Kinyamario J. 2008. Soil condition classification using infrared spectroscopy: a proposition for assessment of soil condition along a tropical forest-cropland chronosequence. *Geoderma*, 143:73-84.
- Baldock J.A. & Skjemstad J.O. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry*, 31:697-710.
- Barnhisel R.I. & Bertsch P.M. 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectita. In: Dixon J.B. & Weed S.B. (eds.) *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, p.: 729-788.
- Basile-Doelsch I., Amundson R., Stone W.E.E., Borschneck D., Bottero J.Y., Moustier S., Masin F., Colin F. 2007. Mineral control of carbon pools in a volcanic soil horizon. *Geoderma*, 137:477-489.
- Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (eds.) *Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, São Paulo, p.:55-73.
- Bruun T.B., Elberling B., Christensen B.T. 2010. Lability of soil organic carbon in tropical soils with different clay minerals. *Soil Biology & Biochemistry*, 42:888-895.
- Butnan S., Deenik J.L., Toomsan B., Antal M.J., Vityakon P. 2015. Biochar characteristics and application rates affecting corn growth and properties of soils contrasting in texture and mineralogy. *Geoderma*, 237-238:105-116.
- Chaves E., Pedron F.A., Melo V.F., Dalmolin R.S.D. 2015. Reserva mineral de K por diferentes métodos em Argissolos subtropicais. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 39:1088-1099.
- Collins A.L., Zhang Y., Mcchesney D., Walling D.E., Haley S.M., Smith P. 2012. Sediment source tracing in a lowland agricultural catchment in southern England using a modified procedure combining statistical analysis and numerical modeling. *Sci. Total. Environ.*, 414:301-317.
- Correa M.M., Ker J.C., Barron V., Torrent J., Curi N., Pereira T.T.C. 2008. Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica de horizontes coesos e fragipãs de solos vermelhos e amarelos do ambiente Tabuleiros Costeiros. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 32:297-313.
- Cunha G.O.M., Almeida J.A., Barboza B.B. 2014. Relação entre o alumínio extraível com KCl e oxalato de amônio e a mineralogia da fração argila, em solos ácidos brasileiros. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 38:1387-1401.
- Curi N. & Franzmeier D.P. 1984. Toposequence of oxisols from central plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:341-346.
- Demattê J.A.M., Araújo S.R., Fiorio P.R., Fongaro C.T., Nanni M.R. 2015. Espectroscopia VIS-NIR-SWIR na avaliação de solos ao longo de uma topossequência em Piracicaba (SP). *Revista Ciência Agronômica*, 46:679-688.
- Demattê J.A.M., Sousa A.A., Alves M.C., Nanni M.R., Fiorio P.R., Campos R.C. 2006. Determining soil water status and other soil characteristics by spectral proximal sensing. *Geoderma*, 135:179-195.
- Demattê J.A.M., Terra F.S., Quartaroli C.F. 2012. Spectral behavior of some modal soil profiles from São Paulo State, Brazil. *Bragantia*, 71:413-423.
- Dixon J.B. 1989. Kaolin and serpentine group minerals. In: Dixon J.B. & Weed S.B. (eds.) *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, p.:467-526.
- Donagemma G.K., Freitas P.L., Balieiro F.C., Fontana A.F., Spera S.T., Lumbreras J.F., Viana J.H.M., Araújo Filho J.C., Santos F.C., Albuquerque M.R., Macedo M.C.M., Teixeira P.C., Amaral A.J., Bortolon E., Bortolon L. 2016. Characterization, agricultural potential, and perspectives for the management of light soils in Brazil. *Pesq. agropec. bras.*, 51:1003-1020.
- Embrapa - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2018. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Embrapa Solos, Rio de Janeiro, 356 pp.
- Fanning D.S., Keramidas V.Z., El-Desoky M. 1989. Micas. In: Dixon J.B. & Weed S.B. (eds.) *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, p.:551-634.

- Fernandes K.L., Ribon A.A., Marques Junior J., Bahia A.S.R.S., Tavares Filho J. 2016. Characterization, classification and analysis of the main properties of the Southwestern Goiás soil. *Semina: Ciências Agrárias*, 37:1135-1154.
- Fink J.R., Inda A.V., Bayer C., Torrent J., Barrón V. 2014. Mineralogy and phosphorus adsorption in soils of south and central-west Brazil under conventional and no-tillage systems. *Acta Scientiarum. Agronomy*, 36:379-387.
- Fontes M.P.F. & Weed S.B. 1996. Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. *Geoderma*, 72:37-51.
- Furian S., Barbiero L., Boulet R., Curmi P., Grimaldi, M., Grimaldi C. 2002. Distribution and dynamics of gibbsite and kaolinite in an oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil. *Geoderma*, 106:83-100.
- Garcia C.H.P., Lima H.N., Silva F.W.R., Neves Junior A.F., Teixeira W.G., Macedo R.S., Tavares S.G. 2013. Chemical properties and mineralogy of soils with plinthite and petroplinthite in Iranduba (AM), Brazil. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 37:936-946.
- Guzmán G., Barrón V., Gómez J.A. 2010. Evaluation of magnetic iron oxides as sediment tracers in water erosion experiments. *Catena*, 82:126-133.
- Horbe A.M.C. & Costa M.L. 1999. Relações genéticas entre latossolos e crostas lateríticas aluminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. 29:497-504.
- Hsu P.H. 1989. Aluminum oxides and oxyhydroxides. In: Dixon J.B. & Weed S.B. (eds.) *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, p.:331-378.
- Inda A.V., Tamasi C.A., Oliveira J.S., Flink J.R. 2014. Óxidos de ferro e área superficial de Latossolo subtropical sob campo e floresta nativa. *Ciência Rural*, 44:289-292.
- Jackson M.L. 1964. Clay transformation in soil genesis during the quaternary. *Soil Science*, 99:15-22.
- Liu H., Bruton T.A., Doyle F.M., Sedlak D.L. 2014. In situ chemical oxidation of contaminated groundwater by persulfate: decomposition by Fe(III)- and Mn(IV)-containing oxides and aquifer materials. *Environmental Science & Technology*, 48:10330-10336.
- Kämpf N. & Curi N. 2000. Óxidos de ferro: Indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: Novais R.F., Alvarez V.H., Schaefer C.E.G.R. (eds.) *Tópicos em ciência do solo*. p.:107-138.
- Kämpf N. & Schwertmann U. 1983. Goethite and hematite in a climo-sequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, 29:27-39.
- Kasanin-Grubin M. 2013. Clay mineralogy as a crucial factor in badland hillslope processes. *Catena*, 106:54-67.
- Ker J.C. 1998. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos*, 5:17-40.
- Kim W., Doh S-J., Yu Y., Lee Y.li. 2013. Magnetic evaluation of sediment provenance in the northern East China Sea using fuzzy c-means cluster analysis. *Mar. Geol.*, 337:9-19.
- Lal R. 2008. Carbon sequestration in soil. *CAB Reviews*. 2008. *Perspectives in Agriculture, Veterinary Science, Nutrition and Natural Resources*, 3:1-20.
- Leifeld J. & Kögel-Knabner I. 2001. Organic carbon and nitrogen in fine soil fractions after treatment with hydrogen peroxide. *Soil Biology and Biochemistry*, 33:2155-2158.
- Lima Neto J.A., Ribeiro M.R., Corrêa M.M., Souza Júnior V.S., Araújo Filho J.C., Lima J.F.W.F. 2010. Atributos químicos, mineralógicos e micro morfológicos de horizontes coesos de Latossolos e Argissolos dos tabuleiros costeiros do Estado de Alagoas. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 34:473-486.
- Lucas Y. 1997. The bauxite of Juruti. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (eds.) *Brazilian Bauxites, USP/FAPESP/ORSTOM*, São Paulo, p.:107-136.
- Martínez-Carreras N., Krein A., Gallart F., Iffly J.F., Pfister L., Hoffmann L., Owens P.N. 2010. Assessment of different colour parameters for discriminating potential suspended sediment sources and provenance: A multi-scale study in Luxembourg. *Geomorphology*, 118:118-129.
- Mateus A.C.C., Oliveira F.S., Varajão A.F.D.C., Soares C.C.V. 2017. Genesis of soils from bauxite in southeastern Brazil: resiliification as a soil-forming process. *Rev. Bras. Ci. Solo*. 41:1-18.
- Mello R.C.A., Zanardo A., Conceição F.T., Fernandes A.M. 2016. Using the mineralogy of river sediments as pollution indicator of clay mining activity. *RBRH*, 21:502-513.
- Melo V.F., Castilhos R.M.V., Pinto L.F.S. 2009. Reserva mineral do solo. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (eds.) *Química e mineralogia do solo - Parte 1*. SBCS, Viçosa, p.:251-332.
- Melo V.F., Corrêa G.F., Ribeiro A.N., Maschio P.A. 2005. Cinética de liberação de potássio e magnésio pelos minerais da fração areia de solos do Triângulo Mineiro. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 29:533-545.
- Mielki G.F., Novais R.F., Ker J.C., Vergütz L., Castro G.F. 2016. Iron Availability in Tropical Soils and Iron Uptake by Plants. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 40:1-14.
- Miguel P., Dalmolin R.S.D., Pedron F.A., Moura-Bueno J.M. 2014. Variáveis mineralógicas preditoras de fontes de produção de sedimentos, em uma bacia hidrográfica do Rio Grande do Sul. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 38:783-796.
- Mikutta C., Lang F., Kaupenjohann M. 2006. Kinetics of phosphate sorption to polygalacturonate coated goethite. *Soil Science Society of America Journal*, 70:541-549.
- Millot G. 1964. *Geologic des argiles*. Masson, Paris, 499 pp.

- Minasny B. & Hartemink A.E. 2011. Predicting soil properties in the tropics. *Earth-Science Reviews*, 106:52-62.
- Montanari R., Marques Júnior J., Campos M.C.C., Souza Z.M., Camargo L.A. 2010. Caracterização mineralógica de Latossolos em diferentes feições do relevo na região de Jaboticabal, SP. *Revista Ciência Agronômica*, 41:191-199.
- Muggler C.C., Buurman P., van Doesburg J.D.J. 2007. Weathering trends and parent material characteristics of polygenetic oxisols from Minas Gerais, Brazil: I. Mineralogy. *Geoderma*, 138:39-48.
- Nahon D.B. 1991. Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering. John Wiley & Sons, Inc, New York, 313 pp.
- Novais R.F., Smyth T.J. Fósforo em solo e planta em condições tropicais. Viçosa: UFV, 1999.
- Oliveira C.O., Freitas J.G., Furquim S.A.C., Rollo R.M., Thomson N.R., Alleoni L.R.F., Nascimento C.A.O. 2016. Persulfate Interaction with Tropical Soils. *Water, Air, & Soil Pollution*, 227:343.
- Oliveira F.S., Varajão A.F.D.C., Varajão C.A.C., Boulangé B. 2013. A comparison of properties of clay minerals in isalteritic and in degraded facies. *Clay Minerals*, 48:697-711.
- Oliveira F.S., Varajão A.F.D.C., Varajão C.A.C., Boulangé B., Gomes N.S. 2011. Bauxitisation of anorthosites from Central Brazil. *Geoderma*, 167-168:319-327.
- Orrutúa A.G., Melo V.F., Motta A.C.V., Lima V.C.L. 2012. Mineralogia e reserva de K de Cambissolos submetidos a diferentes manejos após derrubada e queima da floresta na Amazônia Meridional. *Acta Amazonica*, 42:461-470.
- Pal D.K., Srivastava P., Durge S.L., Bhattacharyya T. 2001. Role of weathering of fine-grained micas in potassium management of Indian soils. *Applied Clay Science*, 20:39-52.
- Pedro G. 1964. Contribution à l'étude expérimentale de altération chimique des roches cristallines. PhD Thesis, Faculté des Sciences Paris, Paris, 344 p.
- Pereira T.T.C., Ker J.C., Almeida C.C. 2012. Qualidade de solos cultivados com eucalipto na região central de Minas Gerais: atributos físicos, químicos e mineralógicos. *Agrária*, 7:706-713.
- Pereira T.T.C. 2008. Gênese, classificação e mapeamento de solos desenvolvidos de rochas pelíticas em áreas cultivadas com eucalipto em minas gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa, 112 p.
- Pereira T.T.C., Ker J.C., Schaefer C.E.G.R., Barros N.F., Neves J.C.L., Almeida C.C. 2010. Gênese de Latossolos e Cambissolos desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí - Minas Gerais. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 34:1283-1295.
- Reatto A., Fontes M.P.F., Alvarez V. V.H., Resende M., Ker J.C., Costa L.M. 1998. Caracterização mineralógica, potencial de reserva e sustentabilidade agrícola de alguns sítios florestais de eucalipto da região do vale do rio Doce (MG). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 22:255-266.
- Resende M., Curi N., Rezende S.B. Uso das informações pedológicas agrícola e não agrícola. 2017. In: Curi N., Ker J.C., Novais R.F., Vidal-Torrado P., Schaefer C.E.G.R. (eds.) *Pedologia: solos dos biomas brasileiros*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, p.:47-110.
- Resende M., Curi N., Rezende S.B., Corrêa G.F., Ker J.C. 2014. *Pedologia: base para distinção de ambientes*. Editora UFLA, Lavras, 378 pp.
- Resende, M. 1976. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. Tese de Doutorado, Purdue University, 237 p.
- Rodrigues Netto A. 1996. Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros. Dissertação de Mestrado, Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, 144 p.
- Sadeghian-Khalajabadi S. & Arias-Suárez E. 2018. Lixiviación del potasio en suelos de la zona cafetera y su relación con la textura. *Biotecnología en el Sector Agropecuario y Agroindustrial*, 16:34-42.
- Schaefer C.E.G.R. 2001. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal of Soil Research*, 39:909-926.
- Schaefer C.E.G.R., Fabris J.D., Ker J.C. 2008. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. *Clay Minerals*, 43:137-154.
- Schaefer C.E.G.R., Gilkes R.J., Fernandes R.B.A. 2004. EDS/SEM study on microaggregates of Brazilian Latosols, in relation to P adsorption and clay fraction attributes. *Geoderma*, 123:69-81.
- Schwertmann U. & Taylor R.M. 1989. Iron oxides. In: Dixon J.B. & Weed S.B. (eds.) *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, p.:789-824.
- Scott A.D. & Smith S.J. 1966. Susceptibility of interlayer potassium in micas to exchange with sodium. *Clays Clay Miner.*, 14:69-81.
- Scott A.D. 1968. Effect of particle size on interlayer potassium exchange in micas. In: *Trans. Int. Congr. Soil. Sci.*, 9th, p. 649-660.
- Shepherd K.D. & Walsh M.G. 2002. Development of reflectance spectral libraries for characterization of soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 66:988-998.
- Siegrist R. L., Crimi M. L., Simpkin T. J. 2011. *In Situ Chemical Oxidation for Groundwater Remediation*. New York: Springer.
- Silva A.K.T., Guimaraes J.T.F., Lemos V.P.L., Costa M.L., Kern D.C. 2012. Mineralogia e geoquímica de perfis de solo com Terra Preta Arqueológica de Bom Jesus do Tocantins, sudeste da Amazônia. *Acta Amazonica*, 42:477-490.
- Silva A.R., Souza Junior I.G., Costa A.C.S. 2010. Suscetibilidade magnética do horizonte B de solos do Estado do Paraná. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 34:329-337.

- Silva L.A., Teixeira S.C.G., Pérez D.V., Marques M.R.C. 2012. Impact of Chemical Oxidation on Brazilian Soils. *J. Braz. Chem. Soc.*, 23:367-371.
- Sirguy C., Silva P.T.D.E., Schwartz C., Simonnot M.O. 2008. Impact of chemical oxidation on soil quality. *Chemosphere*, 72:282-289.
- Souza Junior I.G., Costa A.C.S., Vilar C.C., Hoepers A. 2010. Mineralogia e susceptibilidade magnética dos óxidos de ferro do horizonte B de solos do Estado do Paraná. *Cienc. Rural*, 40:513-519.
- Souza R.V.C.C., Ribeiro M.R., Souza Junior V.S.S., Corrêa M.M., Almeida M.C., Campos M.C.C., Ribeiro Filho M.R., Schulze M.B.B. 2010. Caracterização de solos em uma topoclimossequência no Maciço de Triunfo - Sertão de Pernambuco. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 34:1259-1270.
- Sparks D.L. 1987. Potassium dynamics in soils. *Advances in Soil Science*, 6. Springer-Verlag, New York, 63 pp.
- Sra K.S., Thomson N.R., Barker J.F. 2010. Persistence of persulfate in uncontaminated aquifer materials. *Environmental Science & Technology*, 44:3098-3104.
- Stenberg B., Viscarra Rossel R.A., Mouazen A.M., Wetterlind, J. 2010. Show more visible and near infrared spectroscopy in soil science. *Advances in Agronomy*, 107:163-215.
- Sun H.W. & Yan Q.S. 2007. Influence of Fenton oxidation on soil organic matter and its sorption and desorption of pyrene. *J. Hazard Mater*, 144:164-170.
- Teixeira D.D.B., Marques Júnior J., Siqueira D.S., Vasconcelos V., Carvalho Júnior O.A., Martins E.S., Pereira G.T. 2018. Mapping units based on spatial uncertainty of magnetic susceptibility and clay content. *Catena*, 164:79-87.
- Uehara G. 2003. Developments in soil chemistry and soil classification. In: Rice T., Eswaran H., Stewart B.A., Ahrens R. (eds.) *Soil classification: a global desk reference*. CRC Press, Boca Raton, p.: 67-73.
- Vagen T.G., Shepherd K.D., Walsh M.G. 2006. Sensing landscape level change in soil fertility following deforestation and conversion in the highlands of Madagascar using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma*, 133:281-294.
- Varajão A.F.D.C., Boulangé B., Melfi A.J. 1990. Caracterização morfológica, mineralógica e química das fácies estruturais da jazida de caulinita de Vargem dos Óculos, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:75-82.
- Varajão C.A.C., Bruand A., Ramanaidou E.R., Gilkes R.J. 2002. Microporosity and Reducibility of FFB'S Hosted Massive Hematite Ores, Iron Quadrangle, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 74:113-126.
- Vendrame P.R.S., Eberhardt D.N., Brito O.R., Marchão R.L., Quantin C., Becquer T. 2011. Formas de ferro e alumínio e suas relações com textura, mineralogia e carbono orgânico em Latossolos do Cerrado. *Semina: Ciências Agrárias*, 32:1657-1666.
- Vendrame P.R.S., Marchão R.L., Brunet D., Becquer T. 2012. The potential of NIR spectroscopy to predict soil texture and mineralogy in Cerrado Latosols. *European Journal of Soil Science*, 63:743-753.
- Vendrame P.R.S., Marchão R.L., Brunet D., Becquer T. 2012. The potential of NIR spectroscopy to predict soil texture and mineralogy in Cerrado Latosols. *European Journal of Soil Science*, 63:743-753.
- Viana J.H.M., Couceiro P.R.C., Pereira M.C., Fabris J.D., Fernandes Filho E.I., Schaefer C.E.G.R., Rechenberg H.R., Abrahão W.A.P., Mantovani E.C. 2006. Occurrence of magnetite in the sand fraction of an Oxisol in the Brazilian savanna ecosystem, developed from a magnetite-free lithology. *Australian Journal of Soil Research*, 44:71-83.
- Viscarra Rossel R.A., Mcdlynn R.N., Mcbratney A.B. 2006. Determining the composition of mineral-organic mixes using UV-vis-NIR diffuse reflectance spectroscopy. *Geoderma*, 137:70-82.
- Viscarra Rossel R.A., Walvoort D.J.J., Mcbratney A.B., Janik L.J., Skjemstad J.O. 2008. Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma*, 131:59-75.
- von Lützw M.V., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions: a review. *European Journal of Soil Science*, 57:426-445.
- Wang Y. & Hsieh Y.P. 2002. Uncertainties and novel prospects in the study of the soil carbon dynamics. *Chemosphere*, 49:791-804.