



Ciência Rural

ISSN: 0103-8478

cienciarural@mail.ufsm.br

Universidade Federal de Santa Maria
Brasil

Azevedo, Antonio Carlos de; Silveira Bonumá, Angélica
Partículas coloidais, dispersão e agregação em latossolos
Ciência Rural, vol. 34, núm. 2, março-abril, 2004, pp. 609-617
Universidade Federal de Santa Maria
Santa Maria, Brasil

Disponível em: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=33134246>

- Como citar este artigo
- Número completo
- Mais artigos
- Home da revista no Redalyc

redalyc.org

Sistema de Informação Científica
Rede de Revistas Científicas da América Latina, Caribe, Espanha e Portugal
Projeto acadêmico sem fins lucrativos desenvolvido no âmbito da iniciativa Acesso Aberto

Partículas coloidais, dispersão e agregação em latossolos

Colloidal particles, dispersion and aggregation in Latossolos (Oxisols)

Antonio Carlos de Azevedo¹ Angélica Silveira Bonumá²

- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA -

RESUMO

Latossolos cobrem extensas áreas no Brasil e são essenciais para a produção agrícola e a qualidade ambiental. As funções ambientais destes solos se baseiam na existência de pequenos agregados bastante estáveis. Ainda não há consenso sobre os mecanismos formadores e reguladores da estabilidade dos agregados em Latossolos e os processos de agregação propostos para outros tipos de solos não podem ser extrapolados para os Latossolos sem alguma dificuldade, pois estes não possuem hierarquia de agregados. O objetivo desta revisão é apresentar informações sobre características de partículas minerais presentes na maioria dos Latossolos e como suas propriedades e sua associação com colóides orgânicos podem influenciar a agregação e a dispersão.

Palavras-chave: solos tropicais, mineralogia do solo, físico-química do solos, degradação do solo.

ABSTRACT

Well-drained Oxisols are named Latossolos in the Brazilian Soil Classification System. These soils cover extensive areas in Brazil and are essential to food production and environmental quality maintenance. Both roles rely on the existence of stable, small aggregates. Although several studies have been published about it, there is no agreement on the factors and mechanisms involved in the genesis and stability of such aggregates. The reasoning used to explain such mechanisms in other soils cannot be used in Latossolos without difficulty because they do not have aggregate hierarchy. The main goal of this review is to gather information about mineralogical characteristics of pedogenic minerals and their association with organic colloids and relate it to aggregation and dispersion of Latossolos.

Key words: tropical soils, soil mineralogy, soil physico-chemistry, soil degradation.

INTRODUÇÃO

Latossolos são solos com alto grau de intemperismo, com fertilidade química geralmente baixa,

porém com propriedades físicas muito favoráveis ao desenvolvimento de plantas e à produção agrícola. Mesmo Latossolos com muito argilosos (até 800g kg⁻¹) possuem grandes taxas de infiltração de água, porosidade e aeração, e pequena densidade do solo em seu estado natural, devido à suas agregação. Agregados são os aglomerados de partículas desde o tamanho argila (iguais a ou menores que 2 micrômetros) até maiores que areia (maiores que 2000 micrômetros). Macroagregados são maiores que 250 micrômetros e microagregados os menores que este limite. Cada tipo de agregado possui uma gênese própria, refletida em seu tamanho, forma, composição e estabilidade. Nos Latossolos, os agregados possuem a forma de pequenos grânulos, bastante estáveis e resistentes. Às vezes, estes agregados são descritos como “pó-de-café”, por se assemelharem em tamanho e aspecto aos grãos de café solúvel.

O resultado da desagregação geralmente é a dispersão. A argila dispersa em água (ADA) é a fração da argila do solo que se dispersa espontaneamente em água e, portanto a que possui, potencialmente, maior mobilidade. O aumento da ADA está diretamente relacionado com o decréscimo da infiltração de água nos Latossolos brasileiros (ROTH & PAVAN, 1991). Além disso, a grande mobilidade da ADA pode prover meios para o transporte de substâncias pouco solúveis por distâncias imprevisíveis (BERTSCH & SEAMAN, 1999). As funções do solo no ambiente, como filtragem da água percolante, imobilização e transformação de substâncias, são bastante dependentes do estado de agregação dos solos. Conseqüentemente, a desagregação e dispersão de argila é um processo que causa grande impacto ambiental, já que o rompimento de agregados pode liberar, além da ADA, nutrientes (MOURA FILHO & BUOL, 1976); e biocidas

¹Professor Adjunto, Departamento de Solos, Prédio 42, Centro de Ciências Rurais (CCR), Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), 97105-900, Santa Maria, RS. E-mail: aazevedo@ccr.ufsm.br Autor para correspondência.

²Acadêmico do Curso de Agronomia, CCR, UFSM.

(GHADIRI & ROSE, 1991a; GHADIRI & ROSE, 1991b) usados na agricultura. De fato, a agricultura é a maior fonte não pontual de poluição da água nos EUA (EPA-OFFICE OF WATER, 2000), e provavelmente no mundo todo. Esta revisão pretende relacionar características das partículas coloidais (isto é, da fração argila) dos Latossolos com sua dispersão e agregação.

DESENVOLVIMENTO

A mineralogia da fração argila dos Latossolos é constituída por caulinita, gibbsita, hematita, goetita e minerais 2:1 HE (hidróxi entrecamadas) se combinam em diferentes proporções. Porém, por serem pedogênicos, estes minerais estão intimamente associados, fazendo com que os métodos necessários para seu isolamento não possam garantir a preservação de suas propriedades químicas e físico-químicas, já que necessitam ser agressivos ou repetidos várias vezes até que um mineral seja isolado. Como consequência, em muitos estudos, as propriedades dos minerais pedogênicos são presumidas iguais às propriedades de minerais semelhantes, porém de origem litogênica, comumente denominados minerais-padrão. Pelo menos em relação à caulinita, acumulam-se evidências de que os minerais pedogênicos podem diferir significativamente dos minerais litogênicos (SCHWERTMANN & HERBILLON, 1992). A caulinita pedogênica geralmente se constitui por partículas menores, maiores área superficial específica, capacidade de troca de cátions (CTC), seletividade por potássio, adsorção de fósforo e substituições isomórficas em relação às caulinitas litogênicas. A área superficial específica das caulinitas pedogênicas, por exemplo, é maior que os 5 a 10 m² g⁻¹ que classicamente lhe são atribuídos (Tabela 1).

Os óxidos de ferro mais abundantes na

fração argila dos Latossolos são a goetita e a hematita. Nos Latossolos brasileiros derivados de rochas máficas, maghemitas e titanomaghemitas também são frequentes e resultam da oxidação da magnetita e titanomagnetita (RESENDE et al., 1986; FONTES & WEED, 1991). A goethita é a forma mais comum de ferro oxidado nos solos, seguida em abundância pela hematita. Ao contrário das caulinitas, as propriedades e características dos óxidos de ferro pedogênicos são bem conhecidas, principalmente em relação aos efeitos da substituição isomórfica do ferro pelo alumínio (CORNELL & SCHWERTMANN, 1979).

Além das partículas minerais, a fração coloidal dos solos recebe contribuição significativa dos colóides orgânicos. O uso de métodos não invasivos para investigação da composição da matéria orgânica do solo (MOS), como a ressonância magnética nuclear (¹³C-RMN) e espectrometria de massa (Py-FIMS), é bastante promissor. A RMN fornece informações sobre as formas de C, por exemplo, parafina, carboidrato, C-aromático, C-fenólico e C em grupos HCO₂, que são grupos funcionais no solo, porém é restrita para solos com mais de 3% de carbono e razão carbono : ferro maior que 1, o que dificulta sua aplicação na maioria dos solos tropicais, ricos em ferro. A espectrometria de massa fornece informações sobre a MOS ao nível molecular, reconhecendo componentes como a lignina, carboidratos e fenóis (SCHNITZER, 2000).

A MOS se associa facilmente com minerais da fração argila, formando complexos organo-minerais (OADES et al., 1987). Como a maioria das macromoléculas orgânicas é demasiadamente grande para ocupar as entre-camadas dos filossilicatos 2:1, os complexos organo-minerais devem ser mais dependentes das propriedades das superfícies externas dos minerais (SCHULTEN & LEINWEBER, 2000).

Tabela 1 - Características mineralógicas de caulinitas pedogênicas e geogênica. (Pedogênicas: LB : Latossolo Bruno do Sul do Brasil, LR: Latossolo Roxo e LV: Latossolo Vermelho Amarelo, ambos do cerrado).

Característica	Georgia-1 (Padrão geogênico)	Pedogênicas		
		LB	LR	LV
Número médio de camadas	96 ⁽¹⁾	12 to 21 ⁽¹⁾	27 ⁽⁴⁾	21 ⁽⁴⁾
Diametro (nm)	1000 ⁽²⁾ (média)	100 ⁽¹⁾ , 4,5 a 10 ⁽³⁾	20 ⁽⁴⁾	15 ⁽⁴⁾
Índice de cristalinidade (Hughes & Brown)	29.2 ⁽¹⁾	6.5 ⁽¹⁾	9.7 ⁽⁴⁾	6.3 ⁽⁴⁾
Área Superficial Específica (m ² . g ⁻¹)	16 (média)	120 a 280 ⁽³⁾	-	-

¹ Almeida et al., 1992.

² Grim, 1968.

³ Palmieri, 1986.

⁴ Duarte & Netto, 1997.

Portanto, a natureza anfotérica dos grupos funcionais na superfície dos óxidos de ferro, existentes em abundância nos Latossolos, deve interagir intensamente com os grupos carboxílicos no material orgânico (OADES et al., 1987). A formação de um complexo organo-mineral pode ser simulada através de ciclos de minimização da energia de ligação (SCHULTEN & LEINWEBER, 2000). Partindo de cadeias de óxidos de ferro e uma macromolécula orgânica, observou-se que o acoplamento inicial não foi significativamente modificado durante a execução dos ciclos de minimização, indicando existirem condições teoricamente favoráveis para formação do complexo organo-mineral entre óxidos de ferro e componentes da MOS. Em breve, estudos deste tipo talvez possam elucidar, por exemplo, a associação preferencial entre lignina, lipídios e compostos alquil-aromáticos e óxidos pedogênicos nos Haplaquolls do Canadá (SCHULTEN & LEINWEBER, 1995), ou ainda porque a goethita, mas não a hematita, forma complexos organo-minerais nos Latossolos do Nordeste do Brasil (FONTES et al., 1992).

Portanto, o estudo da dispersão, floculação e agregação dos colóides do solo envolve não só o conhecimento das propriedades dos colóides minerais e orgânicos, bem como de sua associação em complexos organo-minerais. Estes últimos, porém, ainda oferecem muitos desafios metodológicos para seu isolamento e caracterização, havendo ainda pouca informação disponível.

Dispersão do solo

A ADA é comumente usada para avaliar a susceptibilidade do solo à erosão hídrica (por exemplo, GROHMANN & VAN RAIJ, 1977; LIMA et al., 1990), porém o interesse nessa fração do solo tem aumentado devido à sua interferência na mobilidade de substâncias tóxicas no solo (BERTSCH & SEAMAN, 1999; MCCARTHY & ZACHARA, 1989; SETA & KARATHANASIS, 1996).

A dispersão de colóides está relacionada à interação das cargas elétricas em sua superfície em um meio polar. Estas cargas elétricas podem se originar pela substituição isomórfica ou pela dissociação de radicais nas arestas das estruturas dos minerais. Nas partículas orgânicas do solo, são principalmente os grupos OH e COOH que se dissociam. A carga eletrostática gerada por substituição isomórfica não é variável, enquanto as geradas por dissociação de radicais OH variam com as características químicas do solo, como o pH e a concentração eletrolítica da solução do solo (YU, 1997; THENG 1980).

Na maioria dos Latossolos, há um predomínio de cargas elétricas negativas variáveis, ainda que existam também cargas positivas. As cargas positivas se tornam maioria quando o pH do solo é ácido o suficiente para causar o acoplamento excessivo de íons H em alguns dos grupos funcionais de superfície (radicais OH). Portanto, a presença de cargas positivas depende tanto do pH do solo quanto da constante de dissociação (K_a) dos grupos funcionais de superfície. A presença de algumas cargas elétricas positivas é importante para promover a atração e o contato entre as partículas coloidais do solo, dificultando a dispersão.

O balanço eletrostático entre partículas é usado para explicar a floculação e a dispersão de colóides, na teoria proposta por DeJaghuin, Landau, Verwey e Overbeek (teoria DLVO). Para contrabalançar o campo eletrostático ao redor dos argilominerais, uma nuvem de íons com carga oposta (contra-íons) concentra-se na solução próxima à superfície do colóide, enquanto os íons com carga de mesmo sinal (co-íons) são repelidos. Os modelos matemáticos que descrevem o comportamento da solução do solo e da superfície carregada eletricamente consideram camadas dentro do campo elétrico (SUMNER, 1992). O modelo mais popular é o da dupla camada (Gouy-Chapman e Stern). De acordo com este modelo, a extensão da dupla camada ($1/K$) é dada por:

$$1/K = (K''/z^2n)^{1/2}$$

onde K'' é uma constante, z é a valência dos contra-íons e n é a concentração eletrolítica na solução. Portanto, a extensão da dupla camada pode ser manipulada através da solução tanto pela concentração iônica quanto pela valência iônica. Porém, como pode ser visto pela equação, a valência tem um impacto maior do que a concentração.

De acordo com a teoria DLVO, à medida que a concentração e valência dos contra-íons diminuem na solução do solo, a repulsão entre os colóides aumenta por causa da expansão da dupla camada. A dispersão ocorre quando, devido à combinação de pequena concentração eletrolítica e/ou valência dos contra-íons, a energia de repulsão domina sobre a energia de atração. As partículas podem aproximar-se umas das outras devido a vários mecanismos de atração e ao movimento Browniano, mas a força de repulsão aumenta à medida que a distância entre partículas diminui. As partículas não possuem energia para superar a barreira energética que as separa, chamada de mínimo primário, e se mantêm dispersas.

Floculação, por outro lado, é causada por forças de atração de van der Waals que surgem de variações nos campos eletromagnéticos dos átomos

dos minerais. As forças de van der Waals são fracas e de curto alcance. Porém, a teoria DLVO propõe que uma resultante consideravelmente maior é obtida quando o número de pares atômicos é grande e está alinhado, como no caso das estruturas dos argilominerais. A floculação ocorre quando há uma grande concentração eletrolítica e/ou alta valência de contra-íons, que resultam em dominância de forças de atração sobre forças de repulsão. Neste caso, a dupla camada e o mínimo primário são reduzidos, e as partículas podem se aproximar e flocular.

Além destas forças de atração e repulsão, existem algumas forças não inclusas na teoria DLVO que interferem no processo dispersão/floculação (GREGORY, 1989):

Forças de repulsão surgem porque as moléculas de água próximas à superfície carregada são altamente organizadas e o trabalho necessário para que os contra-íons percam algumas destas moléculas de água é manifestado como repulsão;

Forças de atração surgem na presença de superfícies hidrofóbicas porque, ao repelirem a água, impedem a dispersão;

Forças resultantes da adsorção de polímeros nas superfícies coloidais, causando inversão de carga. Cargas inversas podem também resultar da adsorção específica, por exemplo, do íon fosfato por óxidos de ferro e caulinita;

Longas cadeias de polímeros carregadas negativamente, como polyacrylamida (PAM), podem estabelecer pontes entre partículas, promovendo floculação (e.g. SOJKA et al., 1998).

A teoria do co-volume (ADAMSON, 1960) oferece uma alternativa à polêmica das forças de longo alcance envolvidas na dispersão e de curto alcance envolvidas na floculação. O co-volume de uma partícula é o volume ao seu redor que não pode ser ocupado pelo centro de outra partícula, devido ao movimento browniano. O co-volume depende do formato da partícula. Para uma esfera, por exemplo, o co-volume é quatro vezes maior que o volume da partícula. Calculando-se o co-volume de placas esféricas, conclui-se que apenas 4 g por quilograma de suspensão seriam suficientes para ocupar totalmente o co-volume disponível (MCBRIDE, 1989). A partir desta concentração, haveria uma sobreposição dos co-volumes e as partículas tenderiam a se movimentar coerentemente, perdendo o movimento livre. Assim, o movimento de uma partícula se transmitiria a distâncias muito maiores que 1 nanômetro, que é o alcance aproximado da influência das superfícies carregadas sobre as moléculas de água.

Outra teoria, a de Langmuir, estabelece que, ao invés de forças de van der Waals, há um rearranjo dos contra-íons à medida em que os campos eletrostáticos das partículas se sobrepõem, promovendo forças de atração entre as partículas suspensas. Tal hipótese parece se adequar melhor aos resultados experimentais, porém só recentemente esta teoria está sendo resgatada (MCBRIDE, 1997).

Do ponto de vista agrônomo, o calcário aplicado nos Latossolos para aumentar as colheitas eleva o pH, o cálcio e o magnésio trocáveis. O aumento do pH resulta em um aumento nas cargas elétricas negativas em detrimento das positivas. Ainda, cátions bivalentes substituem o alumínio (trivalente), que é o principal contra-íon na dupla camada na maioria dos Latossolos em condições nativas. Como mencionado anteriormente, o efeito da valência do contra-íon na dispersão do solo é muito maior que o efeito da sua concentração. Como consequência, a substituição do Al^{+3} por Ca^{+2} nos sítios de adsorção tende a aumentar a ADA. Além disso, o fosfato também é aplicado às lavouras e pode ser adsorvido especificamente na superfície da caulinita e dos óxidos de ferro e alumínio, resultando na inversão de cargas positivas para cargas negativas (MESQUITA FILHO & TORRENT, 1993; MULJADI et al., 1966a; MULJADI et al., 1966b; KAFKAFI et al., 1967) dispersando a fração argila.

Por outro lado, a calagem e a adição de fósforo estimulam a atividade microbiana e de raízes e consequentemente a agregação, através de vários mecanismos como, por exemplo, a produção de exudatos. Este fator pode compensar ou superar os efeitos da dispersão química causada por estes insumos (SCHULZE & STOTT, 1997). O interesse em determinar qual destes dois mecanismos opostos é dominante tem gerado informações sobre a quantidade de ADA liberada pelos Latossolos brasileiros em várias condições (ROTH & PAVAN, 1991; ROTH et al., 1991; ROTH et al., 1992; CASTRO FILHO & LOGAN, 1991; FONTES et al., 1995).

Agregação do solo

A complexidade do processo de agregação do solo é discutida em textos específicos (e.g. KAY & ANGERS, 2000; QUIRK, 1978; HUANG et al., 1998; DE BOOT et al., 1990), sendo o objetivo desta revisão enfatizar aspectos relacionados com a agregação de Latossolos.

Agregados podem originar-se por acreção (accretion) ou por fragmentação da massa do solo. Geralmente o termo acreção se refere à formação de agregados pequenos, constituídos pelas partículas fundamentais do solo (areia, silte e argila), que se

agregam a outros pares para formar agregados maiores e assim, sucessivamente. Já o processo de fragmentação consiste na quebra da massa do solo por estresse mecânico (geralmente relacionada à ação da água) e é mais comum em solos com grande variação no volume como os Vertisolos (DEXTER, 1988) ou nos solos mal drenados (ALDERFER & MERKLE, 1942).

O processo de acreção pode resultar na concentração de argila nos agregados, enquanto o processo de fragmentação resulta em uma distribuição homogênea da argila no solo. Assim, em vários solos, as quantidades de argila e matéria orgânica são maiores no interior dos agregados quando comparadas com a quantidade total no solo (ALDERFER & MERKLE, 1942; MEDVEDEV, 1996). A idéia da acreção está intimamente relacionada ao conceito de hierarquia de agregados.

A hierarquia de agregados do solo existe quando os agregados grandes se desagregam, desfazem em outros menores e assim sucessivamente até que se obtenha argila, silte e areia. O conceito foi teoricamente discutido por (DEXTER, 1988), que propôs uma relação direta entre os mecanismos de agregação, o tamanho e a hierarquia de agregados do solo. Os agregados se formariam através de uma seqüência crescente de agregação (acreção), começando com forças microscópicas que aglomeram as partículas de argila, silte e areia. À medida que os agregados aumentam de tamanho, uma sucessão de forças de maior alcance passa a dominar a estabilidade. DEXTER (1988) argumentou que, em direção ao topo da hierarquia (macroagregados), a densidade diminui e a porosidade aumenta porque além da porosidade interna dos agregados, existe a contribuição dos poros entre agregados. Tal lógica foi chamada de “princípio de exclusão da porosidade”, conceituado, mas não formulado, por CURRIE (1966). Pelo mesmo argumento, a estabilidade diminuiria em direção aos macroagregados.

O conceito de hierarquia foi bastante difundido através dos experimentos de OADES & WATERS (1991). Dos três tipos de solos testados, a hierarquia de agregados foi observada no Alfisol e no Mollisol, mas não no Oxisol (equivalente aos Latossolos). Usando o conceito de hierarquia, os autores descrevem os agregados menores de 20 micrômetros como constituídos por argilominerais, microorganismos e biopolímeros, enquanto agregados entre 20 e 90 micrômetros são formados por um núcleo de lignina cercado por partículas minerais. Em alguns casos, o núcleo de lignina pode ser decomposto, deixando apenas um vazio no centro dos microagregados. DEXTER (1988) comenta que a

migração centrípeta de argila pode ocorrer devido aos ciclos de umedecimento e secamento, deixando uma lacuna no centro dos agregados, porém OADES & WATERS (1991) observaram restos de plantas no centro de alguns dos agregados de 100 a 200 micrômetros de diâmetro, indicando que sua hipótese é a mais provável. Os agregados maiores que 250 micrômetros de diâmetro são efêmeros, dependentes da ação de hifas e raízes de plantas. Uma vez que os agregados menores que 250 micrômetros possuem as ligações mais fortes e duradouras, este limite foi sugerido para separar os microagregados (menores que 250 micrômetros) dos macroagregados (maiores que 250 micrômetros) e é, atualmente, amplamente usado. Ainda neste estudo, observou-se que os agregados do Oxisol resistiram até os maiores níveis de energia desagregante, e finalmente se decompuseram em argila, silte e areia, indicando ausência de hierarquia.

Tal conclusão foi criticada por VRDOLJACK (1998), em seu estudo microscópico de amostras de Latossolos sob floresta e sob cultivo, no Norte do Brasil. A unidade fundamental de agregação observada constituiu-se de placas de caulinita arrançadas face a face, e partículas de goetita variando entre 0.2 e 2.0 micrômetros. Estas unidades eram ligadas por materiais orgânicos, formando unidades maiores que, por sua vez, formavam microagregados entre 20 e 250 micrômetros, juntamente com partículas de silte e por materiais orgânicos menos decompostos. Entretanto, estas estruturas não foram observadas no solo cultivado, no qual a quantidade de materiais orgânicos foi severamente diminuída pelo manejo agrícola. O autor então comenta que talvez OADES & WATERS (1991) não observaram hierarquia no Oxisol porque utilizaram uma amostra coletada em solo cultivado, e conclui que existe hierarquia em Latossolos, porém sem uma seqüência definida, de modo que unidades em qualquer nível de agregação podem ser incorporadas em qualquer nível hierárquico. Estas observações merecem maiores investigações em pelo menos dois aspectos.

O primeiro é conceitual. Um sistema é definido como possuidor de hierarquia se puder ser descrito como composto por unidades estáveis, observáveis e unificadas por uma relação de super-ordenação (AHL & ALLEN, 1996). A possibilidade de inserção de uma determinada unidade em qualquer nível de agregação, como proposto, implicaria a inexistência de hierarquia. O segundo é experimental. Assumindo que a hierarquia de agregados é tipificada pela ruptura seqüencial de agregados maiores em agregados menores e mais estáveis, a hierarquia

observada morfológicamente não necessariamente implica uma hierarquia na estabilidade dos agregados.

Historicamente, o esforço para se compreender a agregação desde a organização das partículas microscópicas, coloidais, se estende por várias décadas. Unidades compostas pela associação de filossilicatos foram originalmente chamadas de domínio (domain), isto é, “um grupo de cristais de argila orientados e suficientemente próximos para comportarem-se em água como uma única unidade” (EMERSON, 1959). O tamanho destas unidades varia entre 1 a 2 micrômetros. Posteriormente, uma nomenclatura mais específica foi proposta por RENGASAMY et al. (1984): partículas de montmorilonita arranjam-se em quase-cristais (quasi-crystals), tendo alto grau de ordenamento, 80% das superfícies externas das partículas em contato entre si e formando poros entre 1 e 4 nanômetros de diâmetro. Illitas formam domínios (domains) de tamanho intermediário, com 20% das superfícies em contato e os poros em torno de 10 nanômetros. Finalmente, a caulinita se organiza em assembléias (assemblages) pouco ordenadas, com somente 10% das superfícies em contato e poros que podem chegar a 100 nanômetros. Além disso, nas assembléias, as partículas não são paralelas entre si como nos quase-cristais e nos domínios, mas com as arestas de uma partícula em contato com a superfície de outra (arranjo tipo castelo de cartas) (OADES & WATERS, 1991), conforme observado em Latossolos caulíníficos (SANTOS et al., 1989).

Em relação aos óxidos de ferro e alumínio em Latossolos, há relatos de que a gibbsita (ESWARAN et al., 1977) e a hematita (KÄMPF & SCHWERTMANN, 1985; JONES et al., 1982; MUGGLER et al., 1999; BRITO GALVÃO & SCHULZE, 1996; MUGGLER et al., 2001) ocorrem frequentemente como partículas isoladas, enquanto a goetita forma complexos organo-minerais mais estáveis (FONTES et al., 1992).

No nível hierárquico seguinte, os meniscos de água formados pelos ciclos de umedecimento e secagem do solo criam forças que aproximam as unidades descritas anteriormente (DEXTER, 1988). Portanto, a frequência e duração destes ciclos pode afetar as medidas de agregação (BEARE & BRUCE, 1993) e a morfologia dos arranjos resultantes (TESSIER et al., 1988). O re-umedecimento rápido pode ter uma ação desagregante pelo aprisionamento de bolhas de ar, com variações bruscas de volume, etc. (KEMPER & ROSENAU, 1986). Entretanto, este mecanismo pode não ser suficiente para desagregar os agregados de

Latossolos com menos de 2,0 milímetros de diâmetro, como observado em dois Latossolos do Sul do Brasil, que mantiveram até 90% de agregação (menor que 2 mm) da massa do solo após re-umedecimento rápido (imersão) (AZEVEDO, 2001).

Esta alta estabilidade é, com frequência, atribuída à grande quantidade de óxidos de ferro e alumínio presente nestes solos, embora não haja consenso sobre os mecanismos envolvidos.

Por um lado, acredita-se que os óxidos pouco cristalinos são os mais eficientes na agregação, através de uma ação cimentante. Em Alfisols e Inceptisols, por exemplo, as fases menos cristalinas de óxidos de ferro são as mais efetivas para agregação (BARBERIS et al., 1991). Nos Latossolos, entretanto, óxidos pouco cristalinos são pouco expressivos ou ausentes (a razão $Fe_{\text{oxalato}}/Fe_{\text{ditionito}}$ é tipicamente pequena). É possível então, que a ação agregante dos óxidos se dê através de ligações entre óxidos e caulinita, intermediadas por silício (CAMBIER & PICOT, 1988). Neste caso, a adsorção específica de íons fosfato nos óxidos de ferro bloqueariam sua ligação com a caulinita, resultando em maior dispersão de argila (PINHEIRO-DICK & SCHWERTMANN, 1996).

O papel dos óxidos de alumínio é menos compreendido. Entre cinco horizontes B óxidos do Brasil Central, por exemplo, os agregados mais estáveis são os de solos com alta razão [gibbsita/(gibbsita+caulinita)]. Além disso, o efeito desagregante do tratamento com DCB (Ditionito-Citrato-Bicarbonato, usado para destruir os óxidos de ferro) pôde ser reproduzido com o uso isolado de citrato, um complexante bastante eficiente do alumínio (PINHEIRO-DICK & SCHWERTMANN, 1996).

Além dos fatores químicos e mineralógicos, os pedogenéticos também devem ser considerados. Em Minas Gerais, observou-se que a estabilidade de agregados era dependente da presença de óxidos de ferro em um Latossolo que, durante um estágio de sua pedogênese foi submetido a períodos de saturação por água. Acredita-se que os compostos de ferro se dissolveram e se re-precipitaram na rede de poros do solo, aumentando a estabilidade dos agregados. Já em outro Latossolo que evoluiu em um ambiente bem drenado, a retirada dos óxidos não causou grande impacto na estabilidade dos agregados (MUGGLER et al., 1999). Em um estudo na Nicarágua, a estrutura do Latossolo foi considerada como a degradação das estruturas de Ultisols (ESWARAN, 1972). Porém, o inverso foi observado por VIDAL-TORRADO & LEPSCH (1999) no Sudeste do Brasil, onde interpretações micromorfológicas sugerem que a atual

estrutura do Latossolo é um re-arranjo da estrutura típica de Ultisols, na borda do planalto.

CONCLUSÕES

A idéia, bastante difundida, de que os óxidos atuam como agentes cimentantes na agregação dos Latossolos pode não ser a única, e talvez nem a principal, ação dos óxidos. Hematita e gibbsita foram freqüentemente citadas como ocorrendo em partículas isoladas, enquanto goethita parece interagir fortemente com a matéria orgânica do solo (MOS). A interação entre MOS e os óxidos é pouco entendida, porém parece ter bastante importância para o entendimento do processo de microagregação dos Latossolos, já que as ligações para formação de complexos organo-minerais parecem ser mais fortes do que apenas eletrostáticas. Os modelos propostos para a formação de agregados em Latossolos não convergem. Ao contrário, a microagregação é atribuída à cimentação por óxidos, atividade biológica, ligações químicas estáveis entre minerais e complexos organo-minerais e a ciclos pedogênicos. Dada a importância dos agregados para a manutenção da produção agrícola e das funções ambientais do solo por um lado, e os efeitos do aumento da ADA na produção de sedimentos, perdas de solo e nutrientes, mobilidade de poluentes, por outro, este tópico ainda reserva grande potencial para pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMSON, A.W. **Physical chemistry of surfaces**. New York : Interscience, 1960. 628p.
- AHL, V.; ALLEN, F.H. **Hierarchy theory**. Columbia : University, 1996. 206p.
- ALDERFER, R.B.; MERKLE, F.G. The comparative physical constitution of water-stable granules and the originating soil. **Soil Science Journal**, v.53, p.105-113. 1942.
- ALMEIDA, J.A.; KÄMPF, N.; KLAMT, E. Amidas e hidrazina na identificação de caulinita desordenada em solos brunos subtropicais do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.16, p.169-175, 1992.
- AZEVEDO, A.C.D. **Aggregates and water dispersible clay in oxisols from Southern Brazil**. 2001. 176f. PhD (Thesis in Agronomy) - Purdue University.
- BARBERIS, E. et al. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. **Journal of Soil Science**, v.42, p.535-542, 1991.
- BEARE, M.H.; BRUCE, R.R. A comparison of methods for determining environmental effects on soil structure. **Geoderma**, v.56, p.87-104, 1993.
- BERTSCH, P.M.; SEAMAN, J.C. Characterization of complex mineral assemblages: implications for contaminant transport and environmental remediation. **Proceedings of National Academy of Science USA**. v.96, p.3350-3357, 1999.
- BRITO GALVÃO, T.C.D.; SCHULZE, D.G. Mineralogical properties of a collapsible lateritic soil from Minas Gerais, Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, n.60, p.1969-1978, 1996.
- CAMBIER, P.; PICOT, C. Nature des liaisons kaolinite-oxyde de fer au sein des microagregats d'un sol ferrallitique. **Science du Sol**, v.26, p.233-238, 1988.
- CASTRO FILHO, C.; LOGAN, T.J. Liming effects on the stability and erodibility of some Brazilian Oxisols. **Soil Science Society of America Journal**, v.55, n.5, p.1407-1413, 1991.
- CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. **The iron oxides**. Germany : VCH, 1996. 573+XXXI.
- CURRIE, J.A. The volume and porosity of soil crumbs. **Journal of Soil Science**, v.17, n.1, p.24-35, 1966.
- DE BOODT, M.F.; HAYES, M.H.B.; HERBILLON, A. **Soil colloids and their associations in aggregates**. New York: Plenum, 1990. V.215. 598p.
- DEXTER, A.R. Advances in characterization of soil structure. **Soils & Tillage Research**, v.11, p.199-238, 1988.
- DUARTE, M.N.; NETTO, A.R. Características de caulinitas de alguns solos brasileiros. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 1999, Brasília. **Anais...** Viçosa : Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1999. (CD ROM).
- EMERSON, W.W. The structure of soil crumbs. **Journal of Soil Science**, v.10, n.2, p.235-244, 1959.
- EPA- Office of Water. The quality of our nation's waters. **A summary of the National Water Quality Inventory: 1998**. (Report to Congress, 2000).
- ESWARAN, H. Micromorphological indicators of pedogenesis in some tropical soils derived from basalts from Nicaragua. **Geoderma**, v.7, p.15-32, 1972.
- ESWARAN, H.; STOOPS, G.; SYS, C. The micromorphology of gibbsite forms in soils. **Journal of Soil Science**, v.28, p.136-143, 1977.
- FONTES, M.P.F. et al. Calcium salts and mechanical stress effects on water-dispersible clay of oxisols. **Soil Science Society of America Journal**, v.59, n.1, p.224-227, 1995.
- FONTES, M.P.F.; WEED, S.B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. Mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, v.55, p.1143-1149, 1991.
- FONTES, M.R.; WEED, S.B.; BOWEN, L.H. Association of microcrystalline goethite and humic acid in some Oxisols from Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v.56, p.982-990, 1992.

- GHADIRI, H.; ROSE, C.W. Sorbed chemical transport in overland flow: I. A nutrient and pesticide enrichment mechanism. **Journal of Environmental Quality**, v.20, p.628-633, 1991.
- GHADIRI, H.; ROSE, C.W. Sorbed chemical transport in overland flow: II. Enrichment ratio variation with erosion processes. **Journal of Environmental Quality**, v.20, p.634-641, 1991.
- GREGORY, J. Fundamentals of flocculation. **Critical Reviews in Environmental Control**, v.19, n.3, p.185-230, 1989.
- GRIM, R. **Clay mineralogy**. S.l. : McGrall-Hill, 1968. 596p.
- GROHMANN, F.; VAN RAIJ, B. Dispersão mecânica e pré-tratamento para análise granulométrica de latossolos argilosos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.1, p.52-53, 1977.
- HUANG, P.M.; SENESI, N.; BUFFLE, J. **Structure and surface reactions of soil particles**. West Essex, England : John Wiley & Sons, 1998. V.4. 492p.
- JONES, R.C.; HUNDALL, W.H.; SAKAI, W.S. Some highly weathered soils of Puerto Rico, 2. Mineralogy. **Geoderma**, v.27, p.75-137, 1982.
- KAFKAFI, U.; POSNER, A.M.; QUIRK, J.P. Desorption of phosphate from kaolinite. **Soil Science Society of America Journal**, v.31, p.348-353, 1967.
- KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, v.139, n.4, p.344-350, 1985.
- KAY, B.D.; ANGERS, D.A. Soil Structure. In: SUMNER, M. E. **Handbook of soil science**. Florida, USA : CRC, 2000. Capt.7, p.A-229 to A-276.
- KEMPER, W.D.; ROSENAU, R.C. Aggregate stability and size distribution. In: KLUTE, A. **Methods of soil analysis - Part 1: Physical and mineralogical methods**. Madison, Wisconsin : American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986. p.425-462.
- LIMA, J.M. et al. Dispersão do material de solo em água para avaliação indireta da erodibilidade de latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.14, p.85-90, 1990.
- MCBRIDE, M.B. Surface chemistry of soil minerals. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. **Minerals in soil environments**. Madison, WI, US : SSSA, 1989. p.35-88.
- MCBRIDE, M.B. A critique of diffuse double layer models applied to colloid and surface chemistry. **Clays and Clay minerals**, v.45, n.4, p.598-608, 1997.
- MCCARTHY, J.F.; ZACHARA, J.M. Subsurface transport of contaminants. **Environmental Science and Technology**, v.23, n.5, p.496-502, 1989.
- MEDVEDEV, V.V. Mechanisms of microaggregate formation in chernozems. **Eurasian Soil Science**, v.28, n.8, p.13-23, 1996.
- MESQUITA FILHO, M.V.; TORRENT, J. Phosphate sorption as related to mineralogy of a hydrosequence of soils from Cerrado region (Brazil). **Geoderma**, v.58, p.107-123, 1993.
- MOURA FILHO, W.; BUOL, S.W. Studies of s Latosol Roxo (Eutrustox) in Brazil: micromorphology effect on ion release. **Experientiae**, v.21, n.8, p.161-177, 1976.
- MUGGLER, C.C. et al. Aggregation, organic matter, and iron oxide morphology in oxisols from Minas Gerais, Brazil. **Soil Science**, v.164, n.10, p.759-770, 1999.
- MUGGLER, C.C. et al. Mineralogical and (sub)microscopic aspects of iron oxides in polygenetic Oxisols from Minas Gerais, Brazil. **Geoderma**, v.100, p.147-171, 2001.
- MULJADI, D.; POSNER, A.M.; QUIRK, J.P. The mechanism of phosphate adsorption by kaolinite, gibbsite and pseudoboehmite. Part I: The isotherms and effect of pH on adsorption. **Journal of Soil Science**, v.17, n.2, p.212-229, 1966.
- MULJADI, D.; POSNER, A.M.; QUIRK, J.P. The mechanism of phosphate adsorption by kaolinite, gibbsite and pseudoboehmite. Part II: The location of adsorption sites. **Journal of Soil Science**, v.17, n.2, p.230-247, 1966.
- OADES, J.M. et al. Characterization of organic matter in particle size and density fractions from a red-brown earth by solid state ¹³C N. M. R. **Australian Journal of Soil Research**, v.25, p.71-82, 1987.
- OADES, J.M.; WATERS, A.G. Aggregate hierarchy in soils. **Australian Journal of Soil Research**, v.29, p.815-828, 1991.
- PINHEIRO-DICK, D.; SCHWERTMANN, U. Microaggregates from Oxisols and Inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. **Geoderma**, v.74, p.49-63, 1996.
- QUIRK, J.P. Some physico-chemical aspects of soil structural stability - a review. In: EMERSON, W.W.; BOND, R.D.; DEXTER, A.R. **Modification of soil structure**. Great Britain: John Wiley & Sons, 1978. p.3-16.
- RENGASAMY, P.; GREEN, R.S.B.; FORD, G.W. The role of clay fraction in the particle arrangement and stability of soil aggregates- a review. **Clay Research**, v.3, n.2, p.53-67, 1984.
- RESENDE, M.; ALLAN, J.; COEY, J.M.D. The magnetic soils of Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v.78, p.322-326, 1986.
- ROTH, C.H.; CASTRO FILHO, C.D.; MEDEIROS, G.B.D. Análise de fatores físicos e químicos relacionados com a agregação de um Latossolo Roxo distrófico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.15, n.3, p.241-248, 1991.
- ROTH, C.H.; PAVAN, M.A. Effects of lime and gypsum on clay dispersion and infiltration in samples of a Brazilian Oxisol. **Geoderma**, v.48, p.351-361, 1991.
- ROTH, C.H.; WILCZYNSKI, W.; CASTRO FILHO, C.D. Effect of tillage and liming on organic matter composition in a Rhodic Ferralsol from Southern Brazil. **Z Pflanzenernähr Bodenk**, v.155, p.175-179, 1992.
- SANTOS, M.C.; MERMUT, A.R.; RIBEIRO, M.R. Submicroscopy of clay microaggregates in an Oxisol from

Pernambuco, Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v.53, p.1895-1901, 1989.

SCHNITZER, M. A lifetime perspective on the chemistry of soil organic matter. **Advances in Agronomy**, v.68, p.1-58, 2000.

SCHULTEN, H.R.; LEINWEBER, P. Dithionite-citrate-bicarbonate-extractable organic matter in particle-size fractions of a Haplaquoll. **Soil Science Society of America Journal**, v.59, p.1019-1027, 1995.

SCHULTEN, H.R.; LEINWEBER, P. New insights into organic-mineral particles: composition, properties and models of molecular structure. **Biol Fertil Soils**, v.30, p.399-432, 2000.

SCHULZE, D.G.; STOTT, D.E. Soil structure alteration: the role of soil mineralogy, chemistry and microbiology. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 1997, Viçosa. **Anais...** Campinas : Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1997. (CD ROM).

SCHWERTMANN, U.; HERBILLON, A.J. Some aspects of fertility associated with the mineralogy of highly weathered tropical soils. In: LAL, R.; SANCHEZ, P.A. **Myths and science of soils of the tropics: proceedings of an international symposium sponsored by Division A-6 of the American Society of Agronomy, World Association of Soil and Water Conservation and the Water Conservation Society**. Madison, WI, USA : Soil Science Society of America.1992. p.47-59.

SETA, A.K.; KARATHANASIS, A.D. Water dispersible colloids and factors influencing their dispersibility from soil aggregates. **Geoderma**, v.74, p.255-266, 1996.

SOJKA, R.E.; LENTZ, R.D.; WESTERMANN, D.T. Water and erosion management with multiple applications of polyacrylamide in furrow irrigation. **Soil Science Society of America Journal**, v.62, p.1672-1680, 1998.

SUMNER, M.E. The electrical double layer and clay dispersion. In: SUMNER, M.E.; STEWART, B.A. **Soil crusting - chemical and physical processes**. Lewis, 1992. p.1-31.

TESSIER, D.A.; BEAUMONT; PEDRO, G. Influence of clay mineralogy and rewetting rate in clay microstructure. In: SOIL MICROMORPHOLOGY: A BASIC AND APPLIED SCIENCE.1988.

THENG, B.K.G. **Soils with variable charge**. New Zealand: New Zealand Society of Soil Science, 1980. 448p.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F. Relações material de origem/solo e pedogênese em uma seqüência de solos predominantemente argilosos elatossólicos sobre psamitos na depressão periférica paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** v.23, p.357-369, 1999.

VRDOLJACK, G.A. **Ultramicroscopy of a Brazilian Oxisol**. Berkeley : University of California, 1998. (CD ROM)

YU, T.R. **Chemistry of variable charge soils**. New York : Oxford University, 1997. 505p.