



CAPÍTULO 9

Matéria Orgânica do Solo

Tony Jarbas da Cunha
Alessandra Monteiro Salviano Mendes
Vanderlise Giongo

1. ORIGEM E NATUREZA DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO

A matéria orgânica do solo (MOS) provém, em quase sua totalidade, dos organismos vegetais, cuja composição varia entre as diferentes espécies vegetais e, dentro da mesma espécie, com a idade da planta e animais existentes no solo. A matéria orgânica do solo pode ser definida com todo material orgânico, vegetal ou animal (littera, fragmentos de resíduos, biomassa microbiana, compostos solúveis e a matéria orgânica ligada intimamente aos argilomirenaís do solo (Stevenson, 1994). A vegetação representa o material a partir do qual ela principalmente se origina. A fração orgânica do solo constitui um sistema muito complexo em que se encontram resíduos das plantas e animais em vários graus de decomposição, produtos excretados pelos organismos vivos e produtos de síntese originados à custa dos anteriores; inclui, além disso, micro-organismos vivos que não é possível distinguir e separar do

material orgânico morto. Para Roscoe & Machado (2002), podem ser incluídas todas as substâncias resultantes da decomposição de plantas aquáticas e terrestres (inclusive turfeiras), além da biomassa total do solo.

Apesar de se encontrar diferenças entre as espécies, ocorre certa constância entre os componentes básicos das plantas, variando o percentual dos constituintes estruturais. Segundo Waksman (1936), em termos percentuais de peso do vegetal seco, os componentes dos vegetais são, comumente, divididos em seis grandes grupos: (1) Celulose (15 – 60%); (2) Hemicelulose (10 -30%); (3) Lignina (5 – 30%); (4) Fração solúvel em água (5 – 30% incluindo açúcares, amino ácidos e ácidos alifáticos); (5) Fração solúvel em éter ou em álcool (1 – 15% incluído gorduras, óleos e ceras) e (6) Proteínas (1- 10%). Por outro lado, Dick et al., (2009), reportam que 90 % da estrutura da MOS é composta de carbono, oxigênio, nitrogênio e hidrogênio (em média 55, 34, 3 e 5%, respectivamente).

Os constituintes minerais usualmente encontrados na cinza variam de 1 – 12%. A idade da planta influencia na proporção relativa dos componentes. Assim, plantas mais jovens são mais ricas em proteínas, minerais e na fração solúvel em água, enquanto, à medida que a planta envelhece, as frações celulose, hemicelulose e ligninas aumentam. Durante a decomposição da matéria orgânica pela ação de enzimas e micro-organismos, alguns componentes são mais prontamente utilizados do que outros. A fração solúvel em água e proteínas são os primeiros compostos a serem metabolizados. A celulose e hemicelulose não desaparecem com a mesma intensidade, sendo a permanência destes compostos no solo muito curta. As ligninas são altamente resistentes, tornando-se, às vezes, relativamente mais abundantes na matéria orgânica em decomposição. A relação carbono/nitrogênio (C:N) pode determinar a cinética de decomposição.

Deve-se considerar a dinâmica da relação C:N sob dois aspectos: (a) relação C:N dos micro-organismos e (b) relação C:N da matéria orgânica. No primeiro caso, verifica-se que a relação C:N das células microbianas varia bastante. Em termos médios pode-se considerar que nos fungos essa relação está em torno de 10:1, nos actinomicetos em torno de 8:1, nas bactérias aeróbicas igual a 5:1 e nas bactérias anaeróbicas igual a 6:1.

A MOS é a principal fonte de carbono (C) para os micro-organismos, porém, nem todo C da matéria orgânica é transformado em célula microbiana. Grande parte se perde sob a forma de CO₂ decorrente de sua mineralização. A quantidade de C da matéria orgânica, assimilável pelos micro-organismos do solo, é variável segundo o micro-organismo ou grupos de micro-organismos considerados. Em termos percentuais, têm-se os seguintes coeficientes assimilatórios do carbono orgânico total (COT): fungos (30 – 40%); actinomiceteos (15 – 30%) e bactérias (1 – 15%). Na prática, considera-se o coeficiente assimilatório do carbono orgânico em torno de 35%.

2. EVOLUÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

No que se refere à evolução, o ciclo da decomposição da matéria orgânica pode ser rápido, com é o caso dos solos bem drenados, arejados e pouco ácidos ou, muito lento, nos solos com excesso de água ou ácidos. No primeiro caso, a atividade biológica se desenvolve fortemente por um grande número de micro-organismos aeróbios, que promovem uma biodegradação rápida das matérias vegetais, e como produtos resultantes estão o CO_2 e NH_3 , que são liberados durante as transformações; e as substâncias solúveis ou insolúveis que, posteriormente, vão formar compostos húmicos mais ou menos polimerizados a depender do pH do meio.

Os compostos hidrossolúveis, preferencialmente os ácidos cítricos e málicos, não terão muito tempo no solo, pois, sob influência mineralizante de uma microflora muito ativa, desaparecem rapidamente em profundidade (Bruckert, 1970).

Nos solos submetidos a um regime hídrico temporário ou permanente, há uma fraca atividade dos micro-organismos e conseqüentemente pouca decomposição dos produtos mal decompostos. O estado de anaerobiose no solo favorece uma evolução particular da matéria orgânica, com a liberação de elementos gasosos tais como: CO_2 , NH_3 e algumas vezes de H_2 e CH_4 (Boyer, 1971). Os produtos de decomposição realizam apenas fenômenos de polimerização limitada, daí a produção dominante de produtos ácidos solúveis, de ácidos fúlvicos (AF), assim como, de ácidos húmicos (AH) marrons de fraco peso molecular (Dabin, 1980/81).

A matéria orgânica evoluída sob influência da hidromorfia, onde não ouve acúmulo de substâncias orgânicas pouco decompostas, apresenta na sua constituição uma maior proporção de compostos hidrossolúveis e de produtos fracamente polimerizados que nos solos bem drenados, o que favorecem o desenvolvimento de processos de redução e, em consequência, a migração de certos elementos minerais reduzidos, sob forma de complexos organo-metálicos. Esta particularidade da composição da matéria orgânica é atenuada em regiões tropicais com estações constratantes, devido a forte dissecação sofrida pelos perfis de solo durante a estação seca, gerando, desta maneira, condições mais apropriadas à formação de substâncias húmicas mais estáveis, à polimerização dos AH e à diminuição dos AF (Vizier, 1983).

Nos solos hidromórficos os compostos hidrossolúveis terão uma duração de existência mais longa e isso parece suficiente para permitir sua lixiviação em profundidade. Contudo, deve-se considerar que esses ácidos são instáveis, e poderão ser mineralizados, precipitados ou ao contrário, se transformar em compostos mais polimerizados do tipo pré-húmico (Duchaufour, 1973).

No que diz respeito aos mecanismos de formação das substâncias húmicas, encontra-se na literatura dois tipos de abordagem (Sparks, 1995), onde uma leva em consideração a depolimerização de biopolímeros que favorece a formação de matéria orgânica umificada (teoria clássica da decomposição da lignina e suas alterações posteriores) e a outra leva em consideração a polimerização de moléculas de pequeno tamanho (teoria dos polifenóis), que são liberadas durante a decomposição dos resíduos orgânicos (Stevenson, 1994). Atualmente existe um consenso no meio científico de que as substâncias húmicas são formadas por produtos de decomposição de resíduos vegetais e microbianos, que podem ser associados a micelas supramoleculares (Dick et al, 2009). Para se entender a gênese das substâncias húmicas, necessita-se de um estudo profundo dos processos que envolvem a humificação (reações químicas e transformações).

Segundo Silva e Mendonça (2007), as transformações do carbono do solo compreendem duas fases (fixação do C-CO₂ e regeneração). A primeira é efetuada por plantas, algas e bactérias autotróficas e a segunda, de regeneração, por microrganismos do solo.

3. PRINCIPAIS TIPOS DE MATÉRIA ORGÂNICA DOS SOLOS

Atendendo às condições em que a matéria orgânica se acumula e decompõe nos solos, ao seu teor e distribuição no perfil e, de maneira geral, às suas características morfológicas e físico-químicas, bem como às dos horizontes em que se encontra, podem distinguir-se vários tipos de matéria orgânica dos solos (Duchaufour, 1956).

Alguns autores preferem designar tais tipos de matéria orgânica por tipo de húmus (Ruellan & Dosso, 1993), usando evidentemente o termo húmus em sentido lato, isto é, para abranger toda a MOS. Os tipos mais geralmente reconhecidos são, em solos de drenagem livre, o mull, o moder e o mor, e em condições de drenagem impedida, são formadas as turfas e o anmoor. Segundo Duchaufour (1956) estes podem ser definidos como:

O Mull é um tipo de matéria orgânica mais ou menos intimamente associada à matéria mineral em que decresce com a profundidade, e o qual apresenta agregação de variável nitidez e estabilidade. Em geral tem pH superior ao do mor, mas não em todos os casos. Este tipo de húmus, inicialmente, era usado para definir o húmus de solos florestais, porém normalmente usa-se também em relação a outros solos.

Este tipo de húmus pode ser dividido em Mull cálcico e Mull florestal. O Mull cálcico é característico de solos ricos em calcário ativo ou, pelo menos, em cálcio trocável (Ca^{2+}). Forma um horizonte A muito delgado e confere coloração negra a este horizonte que normalmente apresenta agregados relativamente grandes e muito estáveis, e no qual o teor de matéria orgânica decresce gradualmente com a profundidade. Na formação do Mull cálcico a transformação dos restos vegetais é rápida e sobretudo devida à ação de bactérias e actinomicetos (Ruellan & Dosso, 1993). Forma-se grande proporção de AHs que mantem íntima ligação, em complexos argilo-húmicos, com minerais montmoriloníticos, o que dificulta a sua decomposição posterior por ação de micro-organismos.

O Mull florestal é característico de solos de florestas em condições de relativa abundância de bases, mas sem calcário. Distribui-se por todo o horizonte A, que no geral é menos espesso do que no caso do Mull cálcico e com agregados menores e menos estáveis do que os ocorrentes em solos que apresentam o Mull cálcico. A transformação dos detritos é rápida sob a ação predominante de fungos. Há uma grande liberação de compostos amoniacais, mas a formação de ácidos húmicos é relativamente pouco ativa. A ligação argila-húmus, com este tipo de húmus é menos estável do que no caso do Mull cálcico.

O Moder é um tipo intermediário entre o mull e o mor (Ruellan & Dosso, 1993). O Mor é o tipo de húmus dos Espodosolos, muito pobres em bases e proporciona baixa agregação aos solos. A mineralização dos detritos é lenta, com intervenção principalmente de fungos. A humificação é também muito lenta, originando uma pequena quantidade de AHs e de AFs que migram em profundidade provocando a eluviação de certos constituintes minerais.

O Anmor é o húmus característico de solos com problemas de drenagem como os Gleissolos. Há uma mistura íntima de matéria orgânica transformada e parcialmente humificada, com minerais argilosos. Podem-se distinguir dois tipos principais de Anmor: anmoor ácido ou oligotrófico, formado em meio pobre em bases, e anmoor cálcico ou mesotrófico, desenvolvido em meio rico em bases (Duchaufour, 1956).

4. DINÂMICA E EVOLUÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

As transformações que ocorrem desde a incorporação da matéria orgânica fresca até a formação das frações humificadas mais estáveis (huminas) compreendem a evolução da matéria orgânica nos solos (Guerra et al., 2008). A adição de matéria orgânica no solo ocorre pela deposição de resíduos orgânicos, principalmente de origem vegetal. Através da fotossíntese, as plantas captam o CO_2 atmosférico, fixando-o no tecido vegetal. Através da liberação

de exsudatos radiculares no perfil do solo, durante a fase de crescimento dos vegetais, parte do C fixado fotossinteticamente é depositado no solo. O restante é incorporado ao solo pela adição de folhas ou de toda parte aérea das plantas, após a sua senescência.

Estas transformações foram separadas conceitualmente em dois processos básicos: a degradação ou mineralização e a humificação. A mineralização da matéria orgânica constitui a fase de perdas ocorridas durante a decomposição dos compostos orgânicos em duas prováveis etapas. A primeira, denominada de mineralização primária, compreendendo a transformação de cerca de 70-80% da matéria orgânica em moléculas simples, como CO₂ e H₂O, permanecendo no solo uma pequena quantidade de compostos fenólicos solúveis e compostos lignificados parcialmente transformados, a partir do qual irão se desenvolver os demais processos.

Segundo Guerra et al., (2008) existe ainda a possibilidade de degradação da matéria orgânica relativamente estabilizada. O nitrogênio (N) presente em cadeias alifáticas de moléculas orgânicas pouco condensadas, como as que ocorrem em AFs e AHs pode ser utilizado no metabolismo microbiano, caracterizando a mineralização secundária da MOS.

Após a mineralização da matéria orgânica fresca, compostos fenólicos solúveis e os tecidos lignificados pouco transformados são estabilizados por processos bio-físico-químicos formando as substâncias húmicas.

Segundo Kononova (1984), a dinâmica da MOS é governada principalmente pela adição de resíduos orgânicos diversos e pela contínua transformação destes sob ação dos fatores: físicos, químicos, biológicos, climáticos e do uso e manejo da terra. Também exercem influência os fatores de formação do solo, Jenny (1941).

Na Figura 1, extraída de Fontana (2009), pode-se observar a rota da dinâmica da matéria orgânica em relação aos processos e subprocessos.

A produtividade biológica das plantas e as condições edafoclimáticas condicionam a quantidade de C adicionada ao solo em sistemas agrícolas (Stevenson, 1994).

Após a deposição dos resíduos vegetais ao solo, os mesmos, são atacados inicialmente pela fauna do solo e em seguida pelos micro-organismos decompositores, sendo os compostos orgânicos fonte de carbono e energia para o metabolismo destes. Grande parte do carbono é perdida para a atmosfera na forma de CO₂, sendo que apenas uma pequena parte dos produtos resultantes da decomposição é convertida à substâncias húmicas (Stevenson, 1994).

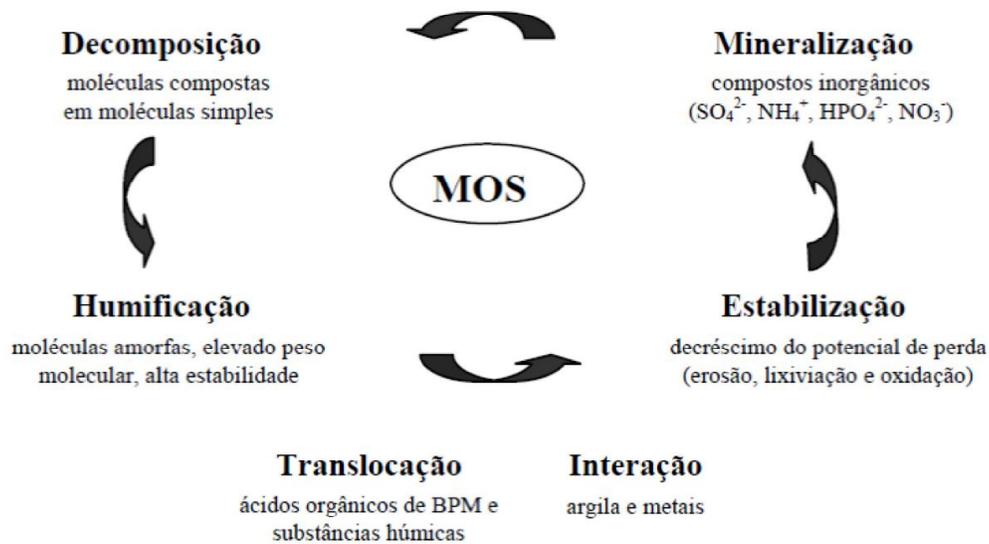


Figura 1. Dinâmica da matéria orgânica do solo em relação aos processos e subprocessos.

FONTE: Fontana (2009)

As adições de C dependem da quantidade de resíduos vegetais aportados ao solo e as perdas do mesmo estão ligadas à ação da atividade microbiana e dos processos de lixiviação de compostos solúveis (Guerra et al., 2008).

Segundo Stevenson, (1994) a matéria orgânica do solo refere-se ao material orgânico total do solo, incluindo os resíduos identificáveis de plantas, resíduos de animais do solo e micro-organismos, matéria orgânica dissolvida, exsudatos radiculares e substâncias húmicas macromoleculares.

5. COMPARTIMENTOS DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO

Alguns pesquisadores destacam que a diversidade quanto a quantidade e qualidade (celulose, hemicelulose, ligninas, gorduras, ceras etc) dos resíduos adicionados ao solo, definem suas vias de transformação e estabilização e, conseqüentemente, são responsáveis pela formação dos diferentes compartimentos da MOS (Andreux, 1996). De acordo com Pillon et al. (2000) existe uma diversidade de critérios utilizados para a definição desses compartimentos, permitindo a classificação devido ao método operacional de obtenção ou ao seu caráter funcional (reatividade). Silva & Mendonça (2007), destacam como compartimentos da matéria orgânica, a matéria orgânica viva

(células de organismos vivos), onde a biomassa microbiana é a principal representante. Matéria orgânica não viva (matéria orgânica leve ou macrororgânica ou particulada, húmus e carvão). O húmus consiste de 70% de substâncias húmicas e 30% de substâncias não húmicas que encontram-se fortemente associados no ambiente edáfico e não são totalmente separados pelos processos tradicionais de fracionamento.

A matéria orgânica pode ser dividida em fração ativa e passiva, sendo a primeira composta por substâncias húmicas de baixo peso molecular, por resíduos de plantas e animais (fração leve ou particulada) e seus produtos primários de decomposição, e pela biomassa microbiana (Stevenson, 1994).

A fração ativa é também denominada lábil, representando 1/3 a 1/4 da matéria orgânica total do solo em regiões temperadas (Cambardella & Elliott, 1992), sendo geralmente menor em regiões tropicais (Zech et al., 1997).

O carbono lábil corresponde às formas que seriam de fácil mineralização pelos micro-organismos do solo (carbono orgânico solúvel ou dissolvido), servindo de fonte de nutrientes às plantas e de energia e C aos micro-organismos do solo (Silva e Mendonça, 2007).

Existem diferentes metodologias para a obtenção e caracterização das porções mais lábeis da MOS, entre elas, de acordo com Pillon et al (2000), estão: a matéria orgânica particulada (MOp), separada por peneiramento após a dispersão do solo com hexametáfosfato de sódio (5 g L^{-1}) ($> 53 \mu\text{m}$) e a matéria orgânica leve (MOL), obtida por flotação em solução de NaI com densidade $1,7 \text{ g cm}^{-3}$.

As substâncias húmicas (ácidos fúlvicos, ácidos húmicos e humina) e outras macromoléculas orgânicas intrinsecamente resistentes ao ataque microbiano (lignina) compõem a fração estável, sendo a mesma protegida pela associação com componentes minerais do solo ou podendo estar intragregado de forma inacessível aos microorganismos (Silva e Mendonça, 2007).

6. IMPORTÂNCIA E EFEITO SOB A QUALIDADE E FERTILIDADE DO SOLO

Os conceitos modernos de qualidade do solo (QS) e sustentabilidade agrícola têm sido abordados de maneira ampla, visto que incluem a necessidade de aumentar produtividade agrícola, a preservação dos recursos naturais e a qualidade ambiental. Assim, a qualidade do solo pode ser definida como a capacidade de funcionamento,

dentro do ecossistema e das limitações de uso, a qual permite a sustentabilidade biológica e favorece a manutenção e sobrevivência de plantas, de animais e do homem (Karlen et al., 1997; Knoepp et al., 2000). Essa qualidade é verificada pela interação dos três atributos: físico, químico e biológico, o que atribui à matéria orgânica um importante papel como componente dos agroecossistemas para promover sustentabilidade agrícola. A MOS é considerada um dos indicadores mais úteis para avaliação da qualidade do solo, pois sua interação com diversos componentes do solo exerce efeito direto na retenção de água no solo, formação de agregados, densidade do solo (Ds), pH, capacidade tampão, capacidade de troca catiônica (CTC), mineralização, sorção de metais pesados, pesticidas e outros agroquímicos, infiltração, aeração e atividade microbiana. Essa importância deve-se ao fato da MOS apresentar-se como um sistema complexo de substâncias, cuja dinâmica é governada pela adição de resíduos orgânicos de diversas naturezas e por transformações contínuas sob ação de fatores biológicos, químicos e físicos (Cambardella & Elliot, 1992) e recíproca interação com os diferentes atributos. Além disso, a MOS é sensível às práticas de manejo, sendo eficiente no monitoramento de mudanças da QS no tempo (Shukla et al., 2006).

Vezzani & Mielniczuk (2009) analisando o estado da arte em QS relataram diversos trabalhos que vêm sendo realizados para identificar qual componente da MOS melhor representa os critérios exigidos para constituir um índice de QS, entre eles foram citados os teores de C e N nas frações total, MOp, BMS, fração leve, fração < 53 µm, o C lábil, o C e o N mineralizáveis, carboidratos e enzimas do solo.

Associando-se aos conceitos modernos de qualidade do solo e sustentabilidade do ambiente e ou sustentabilidade agrícola emerge um conceito de “fertilidade do solo”, no qual, segundo Denardin et al. (2012), a biologia e as propriedades físicas do solo, bem como as propriedades químicas e a prevenção de perdas de qualquer ordem, seja por erosão, lixiviação, volatilização e eluviação, desempenham papéis preponderantes, constituindo-se um referencial para a gestão conservacionista de sistemas agrícolas produtivos.

Assim, partindo-se da base conceitual da sustentabilidade do ambiente, sustentabilidade agrícola, qualidade do solo e “fertilidade do solo” e para melhor compreender a importância da MOS nos sistemas, a seguir serão descritas as suas relações com os atributos biológicos, físicos e químicos do solo. Salienta-se que essa separação é meramente didática, pois a matéria orgânica integra processos contínuos entre energia e matéria no ambiente.

7. MATÉRIA ORGÂNICA E PROPRIEDADES BIOLÓGICAS DO SOLO

Os micro-organismos desempenham um papel crucial/importante na decomposição do material orgânico, ciclagem de nutrientes, imobilização de nutrientes em suas próprias células e outras mudanças químicas no solo. Pois os processos que envolvem a transformações do material orgânico presente no solo em MOS são mediados, em alguma das fases por micro-organismos. Assim, os micro-organismos, em particular, a biomassa microbiana do solo (BMS) tem um papel vital na regulação nas transformações de matéria/nutrientes em energia, podendo ser considerada fonte ou um dreno destes processos.

Já as enzimas produzidas pelos micro-organismos afetam diretamente o ciclo dos nutrientes (Abbott & Murphy, 2007). Deste modo, pode sumarizar-se que os efeitos da matéria orgânica sobre as características e atributos biológicos do solo está relacionado com o fornecimento de C, energia e nutrientes para os micro-organismos quimioheterotróficos e de energia aos micro-organismos quimioautotróficos (Bayer & Mielniczuk, 2008).

Observa-se que a medida da quantidade de C e nutrientes imobilizados pelos micro-organismos é essencial para avaliar a função da biomassa microbiana na dinâmica da MOS e na ciclagem de nutrientes. Já a qualidade nutricional da matéria orgânica pode ser determinada pela relação carbono microbiano/carbono orgânico total, denominada quociente microbiano (qMIC). Em solos com MOS de baixa qualidade nutricional ou na presença de fatores estressantes aos micro-organismos (pH, deficiências nutricionais, presença de metais pesados), a biomassa microbiana torna-se incapaz de utilizar totalmente o carbono orgânico e, nesse caso, as relações C microbiano/C orgânico diminuem (Gama-Rodrigues & Gama- Rodrigues, 2008).

Já está bem documentado na literatura que as alterações na quantidade e na qualidade do material orgânico adicionados ao solo favorecem o crescimento e deslocamento de comunidades microbianas, bem como a diversidade microbiana do solo (Chakraborty et al. , 2011). Portanto, características e os atributos biológicos de solo são os mais sensíveis indicadores para a avaliação de sua qualidade.

8. MATÉRIA ORGÂNICA E PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO

Há evidências substanciais na literatura afirmando que o aumento do teor de matéria orgânica melhora a qualidade do solo, aumentando a estabilidade dos agregados do solo e outras características físicas decorrentes da

agregação, tais como D_s , porosidade do solo, aeração, as capacidades de infiltração, de retenção e de percolação de água, entre outras (Bayer & Mielniczuk, 2008, Zerzghi et al., 2010).

A formação dos agregados ocorre pelas forças físicas envolvidas nos ciclos de umedecimento e secagem do solo e pela ação de compressão do sistema radicular das plantas, por exemplo. Posteriormente, a matéria orgânica atua como um dos fatores determinantes na estabilização destes agregados, em decorrência das ligações químicas entre os compostos da matéria orgânica e partículas minerais do solo (Bayer & Mielniczuk, 2008). Vários modelos de agregação foram propostos tendo a matéria orgânica como componente principal, entre eles os de Edwards & Bremner (1967), Tisdall & Oades (1982), Oades (1984), Six et al. (2004). No Brasil, Silva & Mielniczuk (1997) observaram que a importância da matéria na estabilidade dos agregados é dependente principalmente da textura e mineralogia do solo, sendo mais significativa em solos com maior grau de intemperismo e de textura arenosa. O processo de estabilização se dá pela interação das ligações formadas pelos radicais dos compostos orgânicos com a superfície do mineral por meio de pontes de hidrogênio (H), forças de Van der Waals, entre outras. A importância da matéria orgânica em solos altamente intemperizados ocorre pelo predomínio de cargas positivas nos solos, sendo a matéria orgânica com carga oposta (negativa) atuando como agente ligante.

Observando-se aspectos qualitativos da matéria orgânica, um dos agentes importantes para a estabilização dos microagregados são os polissacarídeos, os quais compõem entre 5 a 25% da matéria orgânica (Guerra et al., 2008). Estes polímeros são mucilagens provenientes do metabolismo microbiano, decomposição do sistema radicular, resíduos vegetais e animais e da exsudação radicular. A formação é constante no solo desde que se apresenta aporte periódico de matéria orgânica a fim de fornecer substrato para a atividade microbiana. Outra fração da matéria orgânica que auxilia na estabilização dos agregados são as hifas de fungos, pois contribuem para a formação de microagregados do solo (Bayer & Mielniczuk, 2008).

Assim, segundo Tisdall & Oades (1982) é possível verificar que as diferentes frações da MOS possuem diferentes funções na agregação do solo. As frações da matéria orgânica na forma de polissacarídeos e àquela ligada aos cátions são responsáveis pela estabilização de pequenos agregados (menores que 250 μm) e, praticamente, não são alteradas por práticas de manejo do solo. Por outro lado, a matéria orgânica na forma de raízes de plantas e hifas de fungos é a principal responsável pela estabilização de macroagregados, sendo a fração mais alterada pelas práticas de manejo e a principal responsável pela alteração no conteúdo total de C no solo. Então, a mudança de uso da terra pode alterar a agregação do solo e, conseqüentemente, alterar as características físicas relacionadas. Nesse sentido, Rossi et al. (2012) verificando o efeito da antropização do Cerrado, observaram que os menores valores médios de D_s

foram encontrados nas camadas mais superficiais nos sistemas de rotação avaliados, decorrente da constante adição de matéria orgânica e do menor revolvimento do solo em sistema plantio direto. Os sistemas avaliados apresentaram valores médios de Ds variando de 1,01 a 1,44 Mg.m⁻³, sendo que os maiores valores sempre foram encontrados na área de referência de vegetação de Cerrado seguida do sistema contendo sorgo e sistema contendo braquiária em rotação com soja.

Assim, as interrelações entre os sistemas planta, micro-organismos e fração mineral do solo determinam o teor de MOS que, por sua vez, afetam a agregação do solo e conseqüentemente as características físicas relacionadas.

9. MATÉRIA ORGÂNICA E PROPRIEDADES QUÍMICAS DO SOLO

Entre os atributos químicos do solo afetadas pela MOS, destacam-se a disponibilidade de nutrientes para as culturas, a CTC e a complexação de elementos tóxicos e de micronutrientes, fundamentais em solos tropicais, altamente intemperizados e ácidos (Bayer & Mielniczuk, 2008). Assim, a matéria orgânica é considerada uma fonte fundamental de nutrientes às plantas, disponibilizando elementos essenciais tais como N, P e S, por serem estes nutrientes seus constituintes principais.

Segundo Duxbury et al. (1989) e Sanches (1976) aproximadamente 95% do N e do S e 60% a 80% do P totais do solos estão localizados na matéria orgânica e dependem do processo de mineralização para a absorção pelas plantas. No entanto, de acordo com Vezzani (2008), a mineralização que é necessária para a liberação destes nutrientes também é responsável pela redução do estoque de matéria orgânica.. Por outro lado, muitos dos nutrientes apresentam interação com a matéria orgânica influenciando na ciclagem e adsorção destes elementos, evitando desta forma perdas por lixiviação devido à liberação gradativa às plantas em curto espaço de tempo (Bronick & Lal, 2005). Em relação aos micronutrientes, a formação de complexos com compostos orgânicos podem aumentar a disponibilidade dos elementos às plantas, como por exemplo, a complexação de Zn e Cu por ácidos orgânicos de baixo peso molecular. (Bayer & Mielniczuk, 2008). Por outro lado, é possível diminuir a disponibilidade de manganês (Mn) e alumínio (Al), reduzindo a toxicidade às plantas, por meio da complexação destes elementos com substância húmicas e ácidos orgânicos simples. Todas essas interações são possíveis devido a grande quantidade de cargas dos grupos funcionais da matéria orgânica que por suas vez, influenciam significativamente a capacidade de troca catiônica (CTC) e o ponto de carga zero (PCZ). Pois segundo, segundo Canellas et al. (2003), as essas interações da matéria orgânica são

fundamentais para solos tropicais visto que grande parte destes são ácidos e altamente intemperizados. Em alguns casos, dependendo do teor de matéria orgânica, da classe textural e da mineralogia, a matéria orgânica do solo pode representar entre 20 a 90% da CTC (Canellas et al., 2003; Mielniczuk, 2008).

Esta influência da matéria orgânica sobre a CTC do solo e, conseqüentemente, em outras características químicas do solo relacionadas ocorre pela geração de cargas provenientes da matéria orgânica mais humificada, denominada de substâncias húmicas. Estas apresentam alta superfície específica comparada com as argilas dos solos de regiões tropicais e subtropicais, constituídos principalmente por óxidos de ferro (Fe) e Al e por filossilicatos 1:1, cujas superfícies possuem baixa concentração de grupos funcionais de carga negativa.

Ainda devido ao seu efeito na CTC, a matéria orgânica aumenta o poder-tampão do solo devido à presença de ácidos fracos presentes (carboxílicos e fenólicos) o que minimiza as variações na reação do solo. Lembrando que o poder-tampão de um solo é avaliado através da maior ou menor dificuldade com que se consegue mudar o seu pH. Desta forma o manejo do solo visando à manutenção dos resíduos vegetais, pode proporcionar maior produção de ácidos orgânicos no solo, conseqüentemente melhorar fertilidade e sustentabilidade agrícola.

LITERATURA RECOMENDADA

ABBOTT, L.K., MURPHY, D.V. What is soil biological fertility? In: ABBOTT, L.K.; MURPHY, D.V., (eds.). Soil biological fertility. The Netherlands: Springer; 2007. p. 1-15.

ANDERSON, T.H.; DOMSCH, K.H. Ratios of microbial biomass carbon to total organic-carbon in arable soils. Soil Biology and Biochemistry, v. 21, p. 471-479, 1989.

ANDREUX, F. Humus in Word Soils. In: PICCOLO, A. (Ed.) Humic substances in Terrestrial Ecosystems. Amsterdam: Elsevier, 1996. P.45-100.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; Camargo, F.A.O. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. 2. ed. Porto Alegre:

Metropole, 2008. p. 7-18.

BOYER, J. Fatores da pedogênese e classificação francesa dos solos. Salvador, IGUFBA, 1971.

BRONICK, C.J.; LAL, R. Soil structure and management: A review. *Geoderma*, v.124, p. 3-22, 2005.

BRUCKERT, S. Influence des composés organiques solubles sur la pédogenèse en milieu acide. I. Études de terrain. *Ann. Agron.*, 21(4):421-452, 1970.

CAMBARDELLA, C.A.; ELLIOT, E.T. Particulate soil organic matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v. 56, p.777-783, 1992.

CANELLAS, L.P.; VELLOSO, A.C.X.; MARCIANO, C.R.; RAMALHO, J.F.G.P.; RUMJANEK, V.M.; RESENDE, C. E.; SANTOS, G.A. Propriedades químicas de um Cambissolo cultivado com cana-de-açúcar, com preservação do palhico e adição de vinhaça por longo tempo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 27, p. 935-944, 2003.

CHAKRABORTY, A., CHAKRABARTI, K., CHAKRABORTY, A., GHOSH, S. Effect of long-term fertilizers and manure application on microbial biomass and microbial activity of a tropical agricultural soil. *Biology and Fertility of Soils*, v. 47, p. 227-33, 2011.

DABIN, B. Les matières organiques dans les sols. *Série Pedologic*, Paris, v. 3-4, p. 197-215, 1980-1981.

DENARDIN, J.E.; KOCHHANN, R.A.; FAGANELLO, A.; SANTI, A.; DENARDIN, N.A.; WIETHOLTER, S. Diretrizes do sistema plantio direto no contexto da agricultura conservacionista. Passo Fundo: Embrapa Trigo, 2012. 15 p. (Embrapa Trigo. Documentos online, 141).

DICK, D.P.; NOVOTNY, E. H.; DIECKOW, J. & BAYER, C. Química da matéria orgânica do solo. SBCS, Viçosa, 2009. *Química e Mineralogia do Solo, Parte II*. Eds. Melo, V. de F. & ALLEONI, R. F., 2009. Pg 1 – 67.

DORAN, J.W.; PARKIN, T.B. Defining and assessing soil quality. In: DORAN, J.B.; CLEMAN, D.C.; BEZDICEK, D.F.; STEWARD, B.A. (Ed.). *Defining soil quality for sustainable environment*. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 3-21. (Special Publication, 5).

DUCHAUFOR, Ph. Action des cations sur les processus d'humification. *Science du Sol*, 3:151-161, 1973.

DUCHAUFOR, Ph. Pédologie. Tableaux descriptifs et analytiques des sols. École Nationale des Eaux et Forêts. Nancy. 1956.

DUXBURY, J.M.; SMITH, M.S.; DORAN, J.M. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: CXOLEMAN, D.C.; OADES, J.M.; UEHARA, G. Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems. Honolulu: University of Hawaii, 1989. P. 33-67.

EDWARDS, A.P.; BREMNER, J.M. Dispersion of soil particles by sonic vibration. *European Journal Soil Science*, v.18, p. 47-63, 1967.

FONTANA, A. Fracionamento da matéria orgânica e caracterização dos ácidos húmicos e sua utilização no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. (Tese de Doutorado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2009. 72p.

FRIGHETTO, R.T.S.; VALARINI, P.J. (Cord.). Indicadores biológicos e bioquímicos da qualidade do solo: manual técnico. Jaguariúna: EMA, 2000. 198 p. (Documentos, 21).

GAMA-RODRIGUES, E.F.; GAMA-RODRIGUES, A.C. Biomassa microbiana e ciclagem de nutrientes. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A.O. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. 2. ed. Porto Alegre: Metropole, 2008. p. 159-170.

GREENLAND, D.J.; WILD, A.; ADAMS, D. Organic matter dynamics in soils of the tropics – from myth to complex reality. In: LAL, R. & SANCHEZ, P.A. (Eds.) Myths and science of soils of the tropics. SSSA Special Publication n.29. Wisconsin: Copyright, p.17-33, n 1992.

GUERRA, J.G.M.; SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CAMARGO, F.A.O. Macromoléculas e substâncias húmicas. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A.O. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. 2. ed. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 19-26.

JENNY, H. Factors of soil formation. Mac Graw Hill, New York USA, 1941, 281p.

KARLEN, D.L.; MAUSBACH, M.J.; DORAN, J.W.; CLINE, R.G.; HARRIS, R.F.; SCHUMAN, G.E. Soil Quality: A Concept,

Definition, and Framework for Evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, v. 61, p. 4-10, 1997.

KNOEPP, J.D.; COLEMAN, D.C.; CROSSLEY, D.A.; CLARK, J.S. Biological indices of soil quality: an ecosystem case study of their use. *Forest Ecology and Management*, v. 138, p. 357-368, 2000.

KONONOVA, M.M. Current problems in the study of organic matter accumulation in soils under anaerobiosis. *Soil Science*, Baltimore, v. 137, p. 419-427, 1984.

MIELNICZUK, J. Matéria orgânica e a sustentabilidade dos sistemas agrícolas. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P. & CAMARGO, F.A.O., eds. *Fundamentos da matéria orgânica do solo - ecossistemas tropicais e subtropicais*. 2.ed. Porto Alegre, Metrópole, 2008. p.1-5.

OADES, J.M. Soil organic-matter and structural stability – mechanisms and implications for management. *Plant Soil*, v. 76, p. 319-337, 1984.

OADES, J.M. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, v.5, p.35-70, 1988.

PILON, C.N. Alterações no conteúdo e qualidade da matéria orgânica do solo induzidas por sistemas de culturas em plantio direto. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2000.

RIISE, G.; VAN HEES, P.; LUNDSTRÖM, U.S.; STRAND, L.T. Mobility of different size fractions of organic carbon, Al, Fe, Mn and Si in podzols. *Geoderma*, v.94, p.237–247, 2000.

ROSCOE, R. & MACHADO, P.L.O.A. Fracionamento físico do solo e estudos da matéria orgânica. Dourados, Embrapa Agropecuária Oeste, 2002. 86p.

ROSSI, C. Q.; PEREIRA, M. G.; GIÁCOMO, S. G.; BETTA, M.; POLIDORO, J. C. Frações lábeis da matéria orgânica em sistema de cultivo com palha de braquiária e sorgo. *Revista Ciência Agronômica*, v. 43, p. 38-46, 2012.

RUELLAN, A. & DOSSO, M. *Regards sur le sol*. Paris: Universités Francophones: Foucher, 1993. 192p.

SANCHEZ, P.A. *Properties and management of soil in tropics*. New York: John Wiley. 619p. 1976.

SHUKLA, M.K.; LAL, R.; EBINGER, M. Determining soil quality indicators by factor analysis. *Soil Tillage Research*, v. 87, p. 194- 204, 2006.

SILVA, I.V. & MENDONÇA, E. SÁ. Matéria orgânica do solo. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ V., V. H.; BARROS, N. F.; FONTES, R. L. F.; CANTARUTTI, R. B. & NEVES, J. C. L. *Fertilidade do Solo*. 1. ed., Viçosa: SBCS, 2007. p. 275-374.

SILVA, I.F.; MIELNICZUK, J. Avaliação do estado de agregação do solo afetado pelo uso agrícola. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.21, p.313-319, 1997.

SILVA, L.M.V. & PASQUAL, A. Dinâmica e modelagem da matéria orgânica do solo com ênfase ao ecossistema tropical. *Energia na Agricultura*, v.14, p.13-24, 1999.

SIX, J.; BOSSUYT, H.; DEGRYZE, S.; DENEFF, K. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil Tillage Research*, v. 79, p. 7-31, 2004.

SOLLINS, P.; HOMANN, P.; CALDWELL, B.A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, Amsterdam, v.74, n.1, p.65-105, 1996.

SPARKS, D.L. *Environmental soil chemistry*. London, Academic Press, 1995. 267p.

STEVENSON, F.J. *Cycles of soil – carbon, nitrogen, phosphorus, sulfur, micronutrients*. United States of America: John Wiley & Sons, 1986. 380p.

STEVENSON, F.J. *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*. 2th ed. John Wiley and Sons, Inc., New York, NY, 1994.

TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water- stable aggregates in soil. *Journal of Soil Science*, v. 33, p. 141-163, 1982.

VEZZANI, F.M.; CONCEIÇÃO, P.C.; MELO, N.A.; DIECKOW, J. Matéria orgânica e qualidade do solo. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P. & CAMARGO, F.A.O., eds. *Fundamentos da matéria orgânica do solo - ecossistemas tropicais e subtropicais*. 2.ed. Porto Alegre, Metrópole, 2008. p.483-493.

VEZZANI, F.M.; MIELNICZUK, J. Uma visão sobre qualidade do solo. *Revista Brasileira da Ciência do Solo*, v. 33, p. 743-755, 2009.

VIZIER, J. F. Etude des phénomènes d'hydromorphie dans les sols des régions tropicales à saisons contrastées. Dynamique du fer et différenciation des propils. *Travaux et Documents de L'ORSTOM*, Paris (162), 1983. 294p.

WAKSMAN, S. A. Humus, origin, Chemical Composition and Importance in Nature. Baillière, Tindall and Cox. London, 1936.

ZECH, Z., SENESI, N., GUGGENBERGER, G., KAISER, K., LEHMANN, J., MIANO, T.M., MILTNER, A., SCHROTH, G. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, v.79, p.69-116, 1997.

ZERZGHI, H.; GERBA, C.P.; BROOKS, J.P.; PEPPER, I.L. Long-term effects of land application of class b biosolids on the soil microbial populations, pathogens, and activity. *Journal of Environmental Quality*, v. 39, p. 402–408, 2010.

Solos antropogênicos da Amazônia

Tony Jarbas da Cunha

Um dos melhores exemplos em qualidade da matéria orgânica do solo são os solos antropogênicos da Amazônia (Figura 1). Estes solos são popularmente conhecidos como “Terra Preta de Índio”. Estes solos foram formados pelo homem pré-histórico, embora, ainda, não haja opinião consolidada se a ação humana na formação desses solos era intencional.



Figura 1. Terra Preta de Índio.

A fração mais abundante das substâncias húmicas em Terras Pretas é a humina. As Terras Pretas, entretanto, tem uma maior proporção de carbono na fração ácidos húmicos, contrariamente aos solos não antrópicos, que tem uma maior proporção de carbono na fração ácidos fúlvicos. Assim, nas Terras Pretas, predominam as frações húmicas que são convencionalmente consideradas quimicamente mais estáveis (ácidos húmicos e humina) em função da maior presença de grupamentos aromáticos e de anéis benzênicos, do maior grau de polimerização e menor susceptibilidade ao ataque microbiano.

A variabilidade da distribuição das três frações (ácidos fúlvicos, ácidos húmicos e humina) das substâncias húmicas dentro de manchas de Terra Preta, entretanto, é grande, sendo a maior a variabilidade da fração ácidos fúlvicos, e a menor da humina. Esta variabilidade é, provavelmente, devido à própria origem antrópica destes solos, por causa do depósito irregular, entre outros, de materiais carbonizados.

Os ácidos húmicos das Terras Pretas são mais resistentes a termo-degração, comparando-se com os ácidos húmicos de solos não antrópicos e expresso pelo índice termogravimétrico (TGI). Esta característica indica que os ácidos húmicos dos solos Antropogênicos tem maior proporção de elementos estruturais estáveis, como um núcleo aromático condensado, comparado com ácidos húmicos de solos não antropogênicos (Cunha, 2005). O índice de aromaticidade (IA) obtido pela técnica de espectroscopia no infravermelho e a distribuição de carbono entre os elementos estruturais nos ácidos húmicos medidas por ressonância magnética nuclear de ^{13}C (Tabela 1) confirmam a maior proporção de estruturas aromáticas em ácidos húmicos de Terras Pretas.

Tabela 1.
Índices que descrevem a composição e propriedades físico-químicas dos ácidos húmicos das Terras Pretas de Índio

	ITG	IA	Alifática	Aromática
TPI	3,2a	0,86a	64b	36a
Não TPI	2,3b	0,77b	75a	25b

TPI: Terra Preta de Índio; ITG: Índice termogravimétrico, Índice de aromaticidade

FORTE: Cunha (2005)

Os ácidos húmicos das Terras Pretas são desta forma, mais estáveis e, ao mesmo tempo, possuem maior reatividade química, do que os ácidos húmicos de solos adjacentes não antropogênicos. Assim, pelas suas

características físico-químicas e estruturais, tão desejadas em solos tropicais, possibilitam uma maior acumulação de carbono e maior fertilidade e produtividade aos solos na mesma região, onde solos sem essa matéria orgânica são, muitas vezes, obstáculos à produção agrícola sustentável.

LITERATURA RECOMENDADA

CUNHA, T. J. F. Ácidos húmicos de solos escuros da Amazonia (Terra Preta de Índio). 2005. 118 f. Tese de Doutorado, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.