

OS COLÓIDES DO SOLO

Elaboração: Prof. Dr. Erico Sengik

versão 2003

Colaboração: Karina Perehouskei Albuquerque

1) INTRODUÇÃO

O estado coloidal abrange um sistema de duas fases, em que um ou mais materiais, num estado de divisão muito refinada, se acham dispersos em outra substância. Na natureza os colóides são encontrados como emulsões, em que os líquidos se acham dispersos noutro líquido, como por exemplo, o leite (glóbulos de gordura na água), ou como aerossóis em que um sólido ou líquido encontra-se disperso num gás, a exemplo da fumaça (sólido num gás) e neblina (líquido num gás), ou ainda como gel, em que um sólido está disperso num líquido, como por exemplo, a gelatina e as frações mais finas do solo (sólidos na água).

As partículas coloidais são, via de regra, menores do que 1 micrômetro (μm) de diâmetro. Como as frações de argila atingem tamanho máximo de 2 μm , é evidente que nem todas as argilas são estritamente coloidais, porém mesmo assim, suas partículas maiores possuem características do tipo coloidal, como os óxidos, caolinitas e montimorilonitas.

As parcelas mais ativas do solo são aquelas em estado coloidal e existem dois tipos distintos de matéria coloidal, orgânico e inorgânico, misturados entre si. O tipo orgânico está representado sob a forma de humo e o inorgânico acha-se presente quase que exclusivamente sob a forma de minerais argilosos das diversas formas.

Duma maneira geral, são reconhecidos dois grupos de argilas: (a) argilas silicatadas (esmectitas e caolinitas), característica de regiões temperadas e (b) as argilas óxido-hidratadas de ferro e de alumínio (gibsititas e goetitas), que são mais proeminentes em solos intemperizados das regiões tropicais e semitropicais. Os silicatos serão examinados em primeiro lugar, por sua predominância nas regiões agrícolas mais desenvolvidas.

2) CONSTITUIÇÃO GERAL DAS ARGILAS SILICATADAS

a) FORMA

Os primeiros estudos da matéria argilo-coloidal consideravam as partículas isoladas com forma mais ou menos esféricas, internamente amorfas e não cristalinas. No entanto, já está definitivamente estabelecido que tais partículas são laminadas, isto é, constituídas de placas ou flocos, possuindo um ordenado arranjo interno mas sempre laminar. Algumas destas partículas têm formato de mica e são nitidamente hexagonais; outras são irregulares, em forma de placas ou flocos, enquanto ainda outras aparentam ripas em forma de lâminas ou de bastões, sendo outras esferoidais. A extensão horizontal das partículas isoladas ultrapassa em muito as suas dimensões verticais.

b) ÁREAS DE EXPOSIÇÃO PARA ADSORÇÃO DE ÍONS

As partículas de argila, por serem de tamanho reduzido, expõem abundantes áreas externas. A área de exposição externa de 1 g de argila coloidal corresponde, pelo menos, a 1.000 vezes a de 1 g de areia grossa. Em algumas argilas há também extensas áreas de exposição internas. Estas entrefaces internas ocorrem no perimeio das unidades cristalográficas, em forma de lâminas, que compõem cada partícula e via de regra, excedem de muito, a área externa de exposição. A área de

exposição das camadas de argila silicatadas variam de $100 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ para argilas com apenas áreas externas de exposição, até mais de $800 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ para aquelas com extensiva superfícies internas.

c) CARGA ELETRONEGATIVA, CÁTIOS ADSORVIDOS E DUPLA CAMADA

As minúsculas partículas coloidais das argilas silicatadas, denominadas micelas (microcélulas), possuem, em geral, carga negativa. Por conseguinte, centenas de milhares de íons com carga positiva, são atraídos para cada cristal do colóide (H^+ , Al^{3+} , Ca^{2+} e Mg^{2+}), o que ocasiona aquilo que é conhecido como dupla camada iônica. As partículas coloidais constituem a camada iônica interior, formando em essência um imenso ânion, cujas superfícies possuem carga negativa poderosa. A camada iônica exterior é formada por um enxame de cátions frouxamente retidos, que são atraídos para as superfícies com carga negativa. Assim, uma partícula de argila é acompanhada por um número espantoso de cátions que são adsorvidos ou retidos pelas partículas de superfície.

Associada à camada de cátions que invadem as superfícies adsorvidas das partículas de argila, existe uma grande quantidade de moléculas de água. Parte destas moléculas de água é carregada pelos cátions adsorvidos, hidratados, na sua maioria.

3) ÓXIDOS E AMORFOS

a) ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS DE FERRO E DE ALUMÍNIO

Argilas que contém óxidos ou hidróxidos de ferro e de alumínio, merecem atenção, por duas razões, pelo menos: (a) ocorrem em regiões temperadas, juntamente com argilas silicatadas e (b) predominam em geral, nos solos tropicais e semitropicais submetidos a intenso intemperismo. Os solos vermelhos, devido a hematita, e amarelos, devido a limonita, dessas regiões, são grandemente influenciados, nas suas características, pelos diversos tipos de compostos de ferro e de alumínio.

Exemplos de óxidos comuns nos solos são a gibsita ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) e a goetita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). As fórmulas podem também ser escritas sob a forma de hidróxidos, isto é, gibsita como $\text{Al}(\text{OH})_3$ e goetita como FeOOH . Para facilidade, denominadas de argilas de óxidos de Fe e Al.

As argilas de óxidos de Fe e Al possuem algumas propriedades em comum com os silicatos. Por exemplo, admite-se que pelo menos algumas delas possuem estrutura cristalográfica definida. Com valores elevados de pH, as partículas pequenas poderão dispor uma reduzida carga negativa e assim funcionar como micela central, em torno da qual haverá atração de um enxame de cátions. No entanto, em função de um número muito menor de cargas negativas por micelas, a adsorção de cátions é ainda mais reduzida do que na caulinita.

Em solos ácidos alguns óxidos de Fe e Al podem estar carregados positivamente, desse modo irão contrabalançar a eletronegatividade das argilas silicatadas, reduzindo assim a capacidade de adsorção de cátions. Por outro lado, os óxidos de Fe e Al não são, na sua maioria, tão pegajosos, plásticos e coesivos como são os solos silicatados, razão por que possuem melhor condicionamento físico.

b) ALOFÂNIO E OUTROS MINERAIS AMORFOS

A alofanos são constituídas de material coloidal não cristalino. Por exemplo, são parcialmente amorfos os óxidos hidratados de Fe e Al de alguns solos. O mesmo acontece com parte das argilas silicatadas, especialmente em solos formados com cinza vulcânica, condição invejável em um solo pela alta capacidade de troca aniônica e catiônica.

O alofânio é uma combinação de certo modo insuficientemente definida de silicato de alumínio. Possuindo uma combinação que se aproxima de $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, esse material é

encontrado como constituinte de muitos solos originários de cinzas vulcânicas. Possui capacidade elevada de adsorção de cátions e também alta capacidade de adsorção de ânions.

4) COLÓIDE ORGÂNICO DO SOLO – HUMO OU HUMUS

O humo poderá ser considerado como possuindo uma estrutura coloidal semelhante à da argila. Um ânion altamente carregado (micela) circundado por um enxame de cátions adsorvidos. As reações desses cátions são as mesmas, quer sejam adsorvidos por argila, quer por humo.

Algumas diferenças importantes deverão, no entanto, ser apontadas entre as micelas húmicas e as inorgânicas. Em primeiro lugar, o complexo humo-micela é basicamente composto de carbono, hidrogênio e oxigênio, em vez de alumínio, silício e oxigênio, como é o caso das argilas silicatadas. A micela do humo não é considerada cristalina e o tamanho das partículas específicas, embora extremamente variável, poderá ser tão pequeno quanto os das partículas das argilas silicatadas. Finalmente, o humo não é estável como a argila; o humus é de certo modo, mais dinâmico, porque é formado e destruído com rapidez muito maior que a argila.

Sabe-se que o humo não é um composto específico nem tão pouco possui forma estrutural simples. Admite-se que as formas de cargas negativas são parcialmente dissociadas pelos grupos carboxílico, enólico e fenólico, associados com unidades centrais de tamanho e complexidade variáveis.

A carga negativa dos colóides do humo é dependente do pH, como é o caso de algumas argilas silicatadas e de óxidos hidratados. Sob condições extremamente ácidas, o hidrogênio é fortemente retido e não é de fácil substituição por outros cátions. Portanto, o colóide exibe baixa carga negativa, e assim, será pequena a sua capacidade adsortiva. Com a elevação do pH, ioniza-se inicialmente o hidrogênio dos grupos carboxílicos, e a seguir, o hidrogênio dos grupos enólico e fenólico, que são substituídos por cátions, magnésio e outros cátions. Sob condições alcalinas, a capacidade adsortiva do humo excede em muito a da maioria dos colóides de argilas silicatadas.

5) OS CÁTIOS ADSORVIDOS

Embora todos os cátions possam ser adsorvidos pelos colóides do solo, nas regiões úmidas os cátions de cálcio, alumínio e hidrogênio são, por grande diferença, os mais numerosos, enquanto em solos de regiões áridas predominam os de cálcio, magnésio, potássio e sódio. Um complexo coloidal pode ser representado de maneira simples e como segue, para cada região:

Região Úmida:

a Ca

b Al

c H

d M

Micela

Região árida:

a Ca

b Mg

c K

d M

Micela

O M representa as pequenas porções de cátions metálicos e “formadores de bases” adsorvidos pelos colóides. As letras a, b, c e d são coeficientes que indicam os números variáveis de cátions.

Nos estágios iniciais de formação da argila, as soluções que circundam os minerais silicatados em decomposição contêm íons cálcio, magnésio, potássio, sódio, ferro e alumínio, que foram liberados mediante intemperismo. Nem todos esses íons são retidos com igual firmeza pelos colóides do solo. Quando presentes em quantidades equivalentes, a capacidade de adsorção obedece à seguinte ordem: Al > Ca > Mg > K > Na. Portanto, espera-se que as quantidades desses íons na forma permutável mantenham a mesma ordem, com menor predominância dos cátions como o sódio.

O balanço entre a precipitação e a evaporação afeta os teores dos nutrientes no solo. Em regiões áridas e semi-áridas, cálcio e outros cátions metálicos não são lixiviados do solo. Portanto, tais cátions tendem a dominar os locais de adsorção, o que resulta em valores de pH iguais ou superiores a sete. Sob tais condições os íons alumínio formam compostos insolúveis e os íons hidrogênio adsorvidos são substituídos por cátions metálicos. A substituição de um cátion adsorvido ao colóide por outro implica em que esses íons são permutáveis.

6) ESTRUTURA DAS CAMADAS DAS ARGILAS SILICATADAS

a) LÂMINAS DE SÍLICA TETRAÉDRICA E OCTAÉDRICA

As mais importantes argilas silicatadas são conhecidas como filossilicatos (Grego phullon, folha), admitindo-se uma estrutura em forma de folha ou de plaqueta. São caracterizadas por lâminas alternadas, compostas de placas de cátions minerais circundados e ligados entre si por placas de ânions oxigênio e hidroxila. Um tipo de lâmina é dominado por sílica tetraédrica, o outro por octaédro de alumínio e ou de magnésio.

Uma lâmina tetraédrica consiste num sistema interligado numa série de tetraedros de sílica horizontalmente retidos juntos por ânions oxigênicos compartilhados. O bloco estrutural básico para a lâmina dominada por silício compõe-se numa unidade com um cátion silício circundado por quatro oxigênios. É denominada sílica tetraédrica, por causa de sua configuração quadrilateral.

A lâmina octaédrica é constituída de inúmeros octaédros retidos juntos horizontalmente, compartilhando oxigênios. Esse tipo de lâmina dispõe de ânions chave alumínio e ou magnésio. Um íon alumínio (ou) magnésio, é circundado por íons oxigênio ou hidroxila, proporciona um bloco estrutural de oito lados, denominado octaedro.

b) SUBSTITUIÇÃO ISOMÓRFICA

A arrumação estrutural tetraédrica ou octaédrica descrita admite uma correlação muito simples entre os elementos que compõem as argilas silicatadas. No entanto, na natureza, resultam fórmulas químicas mais complexas, conseqüentes do intemperismo numa grande variedade de rochas, de minerais e de outros cátions, além de silício, alumínio e magnésio que entram nos reticulados da argila.

O silício na lâmina tetraédrica, o alumínio e o magnésio na lâmina octaédrica estão sujeitos a substituição por outros íons de tamanho semelhante. O raio iônico dum certo número de íons, comumente encontrado nas argilas, acha-se assinalado no quadro 01. Nota-se que o alumínio é apenas ligeiramente maior do que o silício; por conseguinte o alumínio pode se ajustar ao centro do tetraedro no lugar do silício, o que acontece em algumas argilas. À medida que se formam alguns silicatos, parte do silício na lâmina é deslocada pelo alumínio, sem modificar a estrutura básica do cristal. Esse processo, denominado substituição isomórfica, é comum na natureza e é responsável por uma variabilidade de argilas silicatadas.

A substituição isomórfica também ocorre na lâmina octaédrica. Pelo quadro acima nota-se que os íons Fe e Si possuem tamanhos semelhantes àqueles do Al e Mg. Portanto, tais íons poderão ajustar-se nas posições do Al e do Mg, como íon central da lâmina octaédrica (Quadro 1). Nota-se que o alumínio e o OH ajustam-se a qualquer uma delas.

Esse tipo de substituição é responsável pelo total de cargas negativa presente em várias argilas silicatadas e por outro lado, pela capacidade de adsorção de cátions. Por outro lado, a substituição de um cátion Mg^{2+} por outro de três cargas, como Al^{3+} ou Fe^{3+} , numa lâmina trioctaédrica, normalmente neutra, deixa um saldo de carga positiva. Embora tais cargas positivas

sejam, via de regra, contrabalançadas pelas cargas negativas, elas exercem real influência sobre a capacidade de adsorção das argilas.

Esse tipo de substituição é responsável pelo total de cargas negativa presente em várias argilas silicatadas e por outro lado, pela capacidade de adsorção de cátions. Por outro lado, a substituição de um cátion Mg^{2+} por outro de três cargas, como Al^{3+} ou Fe^{3+} , numa lâmina trioctaédrica, normalmente neutra, deixa um saldo de carga positiva. Embora tais cargas positivas sejam, via de regra, contrabalançadas pelas cargas negativas, elas exercem real influência sobre a capacidade de adsorção das argilas.

Quadro 01 Raios iônicos dos principais elementos químicos do solo.

Elemento	RAIO (nm) ^a
Si^{4+}	0,41
Al^{3+}	0,50
Fe^{3+}	0,64
Mg^{++}	0,65
Zn^{++}	0,70
Fe^{++}	0,75
Ca^{++}	0,94
Na^{+}	0,98
K^{+}	1,33
O^{-}	1,45

^a 1nm = 10^{-9} m

7) CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA DAS ARGILAS SILICATADAS

As argilas silicatadas são classificadas em três diferentes grupos: a) minerais do tipo 1:1 uma lâmina tetraédrica (Si) para uma outra octaédrica (Al); b) minerais do tipo 2:1, constituídas de duas 2 lâminas tetraédricas e uma octaédrica; c) minerais do tipo 2:1:1. Os termos 1:1 e 2:1 significam as alternâncias de camadas tetraédricas ou octaédricas na origem e formação das argilas.

a) MINERAIS TIPO 1:1

As camadas dos minerais do tipo 1:1 são constituídas de uma lâmina tetraédrica (sílica) combinada com uma lâmina octaédrica (alumina); eis a razão para a terminologia do cristal tipo 1:1. A caulinita é, nos solos, o membro mais importante do grupo, que inclui haloisita, nacrita e diquita.

As lâminas tetraédrica e octaédrica numa determinada camada de caulinita são retidas em conjunto por ânions oxigênio, compartilhados pelos cátions silício e alumínio nas suas lâminas respectivas. Estas camadas são, por sua vez, retidas em conjunto mediante vinculação do hidrogênio. Por conseguinte, o reticulado está fixado e via de regra não ocorre expansão entre as camadas quando a argila é molhada. Cátions e água não penetram no permeio das camadas estruturais da partícula. A área eficaz da caulinita fica assim restrita às suas faces exteriores; há também pequena substituição isomórfica nesse mineral, que aliada à área de exposição bastante pequena da caulinita, reduz a sua capacidade adsortiva de cátions.

Os cristais de caulinita têm geralmente a forma pseudo-hexagonal. Em comparação com outras partículas de argila, apresentam tamanho grande, variando de 0,10 a 5 μ m, com a maioria entre 0,2 e 2 μ m. A montimorilonita possui tamanho de 0,001 a 1 micra

Em contraste com outros grupos silicatados, são muito reduzidas as características de plasticidade (capacidade de moldagem), coesão, contração e dilatação. Sua pequena superfície e

limitada capacidade adsortiva com referência aos cátions e às moléculas de água, indicam que a caulinita não apresenta propriedades coloidais em grau elevado de intensidade.

b) MINERAIS DO TIPO 2:1.

As unidades cristalográficas (camadas) desses minerais são caracterizadas por uma lâmina octaédrica intercalada no permeio de duas lâminas tetraédricas. Três grupos gerais possuem esta estrutura cristalográfica básica. Dois deles, esmectita e vermiculita são minerais do tipo expansível, enquanto o terceiro, micas de granulação fina (ilita), é do tipo não expansível.

Minerais expansíveis: o grupo esmectita, que inclui montmorilonita, beidelita, nontronita e saponita, é notável pela expansão no meio das camadas, o que ocorre mediante distensão dos minerais quando molhados, em que a água penetra no permeio das camadas, forçando-as e apartando-as. Montmorilonita é o membro predominante desse grupo de solos. Os cristais em forma de flocos desse mineral são compostos de camadas do tipo 2:1. Por outro lado, estas camadas são frouxamente retidas entre si, por ligações de oxigênio a oxigênio e de oxigênio a cátion. Cátions permutáveis associados a moléculas de água são atraídos para o meio das camadas (espaços entre camadas), ocasionando expansão do reticulado cristalográfico. Por conseguinte, cristais de esmectita poderão ser facilmente separados para fornecer partículas que se aproximam em tamanho, a camadas unitárias do cristal. No entanto, esses cristais variam normalmente do tamanho 0,01 a 1µm. São assim, muito menores do que a média das partículas de caulinita.

O movimento da água e de cátions para os espaços entre as camadas dos cristais de esmectita expõe uma superfície interna muito grande, que excede de muito a face externa desses minerais. Por exemplo, a superfície específica ou área total de exposição por unidade de massa (interna e externa) da montmorilonita é de 700-800 m² g⁻¹. O dado comparável para a caulinita é apenas 15 m² g⁻¹.

A substituição isomórfica de certa quantidade de alumínio por magnésio na lâmina dioctaédrica e de silício por alumínio na lâmina tetraédrica, deixa os cristais de esmectita com um saldo de carga negativa. Esta carga é satisfeita por um enxame de cátions (H⁺, Al³⁺, Ca²⁺, K⁺, etc.) que são atraídos por ambas as superfícies interna e externa. As esmectitas possuem comumente elevada capacidade de permuta de cátions, de 10-15 vezes a da caulinita.

As esmectitas são também notáveis por terem plasticidade e coesão elevadas e por marcante contração na secagem. A contração não é apenas devida à perda de água do permeio das camadas, com redução concomitante de cada partícula de argila, talvez porém e ainda mais pela perda da água do permeio das partículas; água que se apresenta em abundância nos solos molhados que contém esmectita, por causa do, tamanho extremamente pequeno das partículas específicas desse argila. Aparecem normalmente largas fissuras à medida que secam os solos. em que predomina esmectita. Os agregados secos ou torrões são muito duros, o que torna tais solos de difícil aração.

Montmorilonita é a mais comum esmectita dos solos, caracteriza-se pela considerável substituição isomórfica de Al por Mg nas camadas octaédricas. Beidelita é uma argila do tipo 2:1 do grupo esmectita, com sua carga determinada primordialmente por substituição isomórfica do silício por alumínio na lâmina tetraédrica.

As vermiculitas possuem características estruturais semelhantes às do grupo esmectita, no que toca à lâmina octaédrica, que se posiciona entre duas lâminas tetraédricas. As vermiculitas do solo são, na sua maioria, dioctaédricas e dispõem de tipos de substituição isomórfica semelhantes aos das esmectitas. Nas vermiculitas trioctaédricas, a lâmina octaédrica é dominada por magnésio em vez de alumínio e acham-se presentes três íons magnésios, em vez de dois íons alumínio. Nas lâminas tetraédricas da maioria das vermiculitas já ocorreu considerável substituição de silício por alumínio, o que responde por grande parte do saldo de carga negativa associada com tais minerais.

Moléculas de água juntamente com magnésio e outros íons são fortemente adsorvidos nos espaços entre as camadas da vermiculita. No entanto, agem mais como pontes que retêm juntas as unidades, do que como cunhas que as separam. Por conseguinte, o grau de dilatação é consideravelmente menor na vermiculita do que na esmectita. Por esta razão, a vermiculita é considerada uma argila mineral de expansão limitada, que se expande mais do que a caulinita, porém muito menos do que a montmorilonita.

Minerais não expansíveis: os minerais típicos nesse grupo são as micas. Moscovita e biotita são exemplos de micas encontradas com frequência nas frações granulométricas de areia e de silte. Minerais semelhantes a estas micas são encontrados nas frações argilosas dos solos; são denominados micas de granulação fina ou ilita.

Como as esmectitas, as micas de granulação fina possuem cristal do tipo 2:1. No entanto, as partículas são muito maiores do que as das esmectitas e a principal fonte de carga está na lâmina tetraédrica, em vez de localizar-se na octaédrica. Cerca de 20% das posições do silício tetraédrico são ocupadas por átomos de alumínio, o que resulta num elevado saldo de carga negativa na lâmina tetraédrica, ainda mais amplo do que o encontrado na vermiculita. Para satisfazer esta carga, os íons potássio nos espaços de permeio das camadas são fortemente atraídos e possuem exatamente o tamanho certo para se ajustarem em certos espaços das lâminas tetraédricas contíguas. Por isso, o potássio atua como agente aglutinador, evitando a expansão do cristal. Daí que as micas de granulação fina são não expansíveis

Minerais do tipo 2:1:1: esse grupo de argilas silicatadas é representado pelas cloritas abundantes em alguns solos. As cloritas são basicamente silicatos de magnésio, com, presença de ferro e de alumínio. Nas camadas do tipo 2:1 do cristal de argila clorita, conforme são encontrados na vermiculita, alternam-se com lâminas trioctaédricas dominadas por magnésio, produzindo uma proporção 2:1:1. O magnésio domina a posição trioctaédrica da clorita na camada 2:1. Assim, a unidade cristalográfica contém duas lâminas tetraédricas de sílica e duas lâminas trioctaédricas dominadas por magnésio, dando origem ao termo 2:1:1 ou à estrutura do tipo 2:2.

8. ORIGEM DAS CARGAS NEGATIVAS DAS ARGILAS

a) SUBSTITUIÇÃO ISOMÓRFICA

O fenômeno da substituição isomórfica, que ocorre nos tetraédros e octaédros, é o mecanismo pelo qual esta substituição resulta numa fonte de carga negativa, em saldo, no cristal de argila.

O esquema estrutural dum segmento da camada dioctaédrica dominada por alumínio. Quando um íon magnésio substitui um dos íons alumínio, mediante substituição isomórfica, ocorre um desequilíbrio. O íon magnésio, por possuir apenas duas cargas positivas, não pode satisfazer as três cargas negativas associadas com as hidroxilas e com os oxigênios circunvolventes. Por conseguinte, a camada octaédrica acumula uma carga negativa para cada substituição de alumínio por magnésio. Esta carga negativa deverá ser balanceada por um cátion de carga positiva, como Na^+ ou K^+ , que é adsorvido pela superfície da argila.

Embora a substituição isomórfica ocorra em certos minerais do tipo 1:1, ela assume importância muito maior nas argilas silicatadas do tipo 2:1 e, especialmente nas esmectitas e vermiculitas dioctaédricas. A carga negativa resultante é bastante maior do que a resultante das arestas quebradas dos cristais desses minerais.

b) ARESTAS EXPOSTAS DO CRISTAL

Essa fonte de carga negativa está ligada às cargas negativas não atendidas e associadas com grupos oxigênio e hidroxila expostos nas arestas quebradas e superfícies externas achatadas de

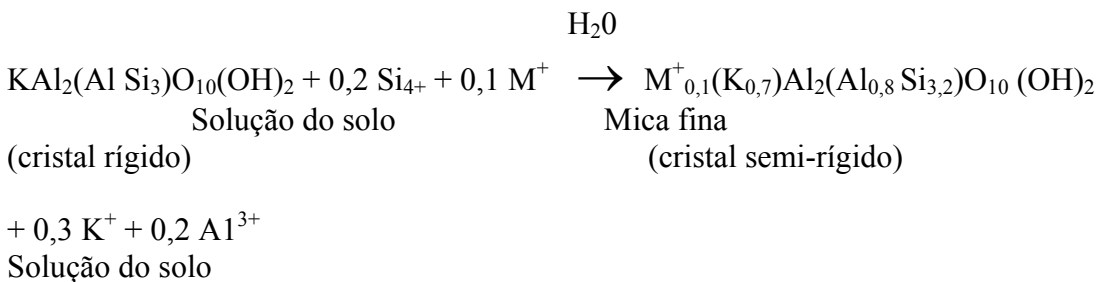
minerais como caulinita; O^{2-} e OH^- acham-se ligados aos íons silício e alumínio no interior de suas respectivas lâminas. A níveis de pH 7 ou maiores, o hidrogênio destas hidroxilas se dissocia ligeiramente e a superfície coloidal é mantida com carga negativa acumulada de oxigênio. O hidrogênio frouxamente retido é prontamente permutável. Os locais de carga nas arestas do cristal são responsáveis, ao menos em parte, pelo que tem sido denominado carga dependente do pH dos colóides orgânicos

A presença dos grupos OH^- de superfície e das arestas quebradas atribui às partículas cauliniticas sua eletronegatividade e capacidade de adsorção de cátions. Aparentemente esse fenômeno responde pelo grosso da capacidade adsortiva das argilas coloidais do tipo 1:1 e pelos colóides orgânicos. Com menor significado nas argilas do tipo 2:1.

9.) ORIGEM DAS ARGILAS SILICATADAS

As argilas silicatadas se formam, com maior abundância, de certos minerais como feldspatos, micas, anfíbólios e piroxênios. Aparentemente, a transformação desses minerais em argilas silicatadas se processou nos solos mediante pelo menos, dois processos distintos: a) por alteração física e química, dos minerais primários; b) por decomposição dos minerais originários, com subsequente recristalização de alguns desses produtos decompostos em argilas silicatadas

a) Alteração: a alteração dos minerais poderá ser estimulada por ação química, que abrange a remoção de alguns componentes solúveis e a substituição de outros, dentro do reticulado cristalográfico. As mudanças que ocorrem à medida que a moscovita se altera para mica de granulação fina (ilita) poderão ser usadas como exemplo:



Houve liberação de potássio e de alumínio, uma mudança de pequena monta na composição química, uma redução na rigidez do cristal e um começo das atividades permutáveis, com ligeira mudança básica na estrutura cristalográfica do mineral original. A argila continua ainda um tipo 2:1, tendo sido alterado apenas no seu processo de intemperismo.

b) Recristalização: é a recristalização das argilas silicatadas, a partir dos produtos solúveis conseqüentes do intemperismo de outros minerais, constitui bom exemplo a formação da caulinita a partir de soluções que contêm alumínio e silício solúveis, provenientes da desagregação química de minerais primários. Esta seqüência de recristalização abrange mudança completa na composição estrutural dos minerais originais e é, via de regra, resultado de intemperismo muito mais intenso do que o exigido pelo processo de alteração acima descrito.

Clorita e vermiculita são micas de granulação fina (Figura 1), formadas por processo moderado de intemperismo, a partir de minerais primários alumínio-silicatados; caulinita e os óxidos de ferro e de alumínio são produtos de um intemperismo muito mais intenso. Condições de intemperismo com intensidade intermediária auxiliam a formação da esmectita. A formação de argilas silicatadas é acompanhada, em cada caso, pela remoção de elementos solúveis, como K, Na, Ca e Mg

Além disso, esta cristalização possibilita a formação de mais de um tipo de argila, a partir dum determinado mineral originário. O colóide exato do silicato a ser formado depende,

aparentemente, das condições de intemperismo e dos íons presentes na respectiva solução, à medida que ocorre a cristalização.

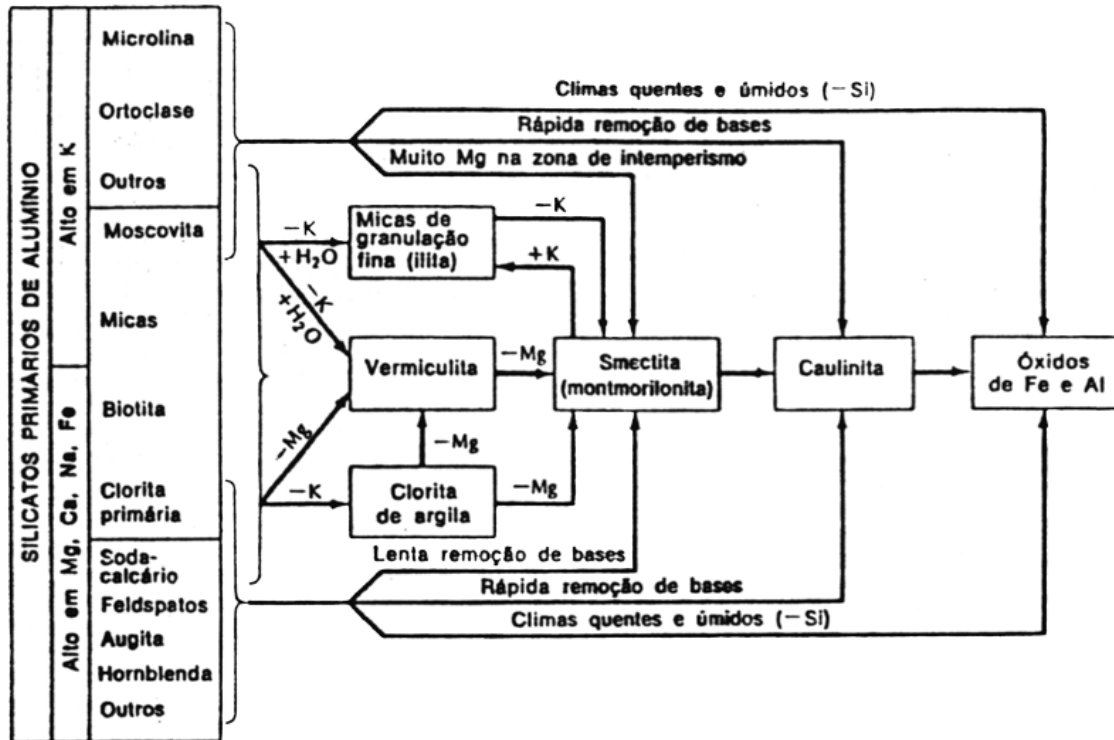


FIGURA 01 Condições gerais para formação das diversas camadas de argilas silicatadas e dos óxidos de ferro e de alumínio.

10. ORIGEM DE OUTRAS ARGILAS

Micas finas, como ilita, poderão ser formadas mediante a alteração de mica; primárias, como moscovita, sem modificações apreciáveis na estrutura cristalográfica, apenas uma alteração comparativamente leve será necessária para levar a efeito a modificação duma para a outra. A ilita forma-se também em sedimentos ricos em potássio.

Em outros casos, a ilita se forma aparentemente de minerais originários, tais como feldspatos potássicos, mediante recristalização, sob abundante suprimento de potássio. Ainda em outras ocasiões, a ilita poderá formar-se a partir de uma das esmectitas (montmorilonita), se esta encontrar-se em contato com potássio, em abundância. Forma-se mais comumente pela reação inversa, em que a ilita se decompõe em montmorilonita, mediante perda de grande parte do seu potássio.

A clorita do solo é formada mediante a alteração das micas ricas em ferro e magnésio, biotita e clorita primária. Esta mudança é acompanhada pela perda de frações de magnésio, potássio e ferro. Alterações e intemperismos posteriores poderão produzir ilita (mica fina) ou vermiculita, qualquer delas poderá alterar-se para formar uma das esmectitas.

A montmorilonita e outras esmectitas poderão formar-se mediante recristalização de uma variedade de minerais, desde que existam condições apropriadas. Aparentemente, condições amenas de intemperismo (em geral, levemente ácidas e alcalinas), relativa abundância de magnésio e ausência de lixiviação excessiva são, na totalidade, favoráveis à formação desse mineral. Alterações de outras argilas silicatadas, tais como clorita, ilita e vermiculita, poderão também conduzir à montmorilonita ou uma das outras esmectitas. A caulinita representa estágio avançado de

intemperismo mais pronunciado do que qualquer dos outros tipos principais de argilas silicatadas. É formada pela decomposição de silicatos, sob condições de intemperismo moderado a fortemente ácido, o que resulta na remoção de íons mais solúveis, como Ca, Mg e Na e de alguma sílica. Os íons solúveis de alumínio e silício que são liberados poderão recristalizar-se, sob condições próprias para formar caulinita. Por seu turno, esse mineral está sujeito a decomposição, especialmente nos trópicos, com formação de óxidos de alumínio e sílica solúvel.

À medida que ocorre o intemperismo de minerais primários e secundários, são liberados íons de diversos elementos. Íons mais solúveis, como sódio e potássio, são geralmente removidos por águas de lixiviação. Outros, como alumínio, ferro e silício, podem recristalizar-se, sob a forma de novos minerais de argilas silicatadas ou o que é mais comum, formar minerais insolúveis, tais como hidróxidos de ferro e de alumínio.

11) OCORRÊNCIA NOS SOLOS DAS ARGILAS

A argila de qualquer classe de solo é, via de regra, composta de uma mistura de diversos minerais coloidais. Em determinado solo, a mistura pode variar de um horizonte para outro. Porque o tipo de argila resultante vai depender não só das influências climáticas e condições de perfil, como também da natureza do material originário. A situação pode complicar-se ainda mais, pela presença, no próprio material originário, de argilas que foram formadas num regime climático anterior ou mesmo, totalmente diferente.

12) INFLUÊNCIA DO pH SOBRE AS CARGAS DOS COLÓIDES

a) NAS CARGAS NEGATIVAS

As cargas negativas permanentes nos solos são suplementadas por cargas variáveis ou dependentes do pH, que se originam principalmente da dissociação dos íons H^+ dos grupos OH^- em algumas argilas tipo 1:1, da matéria orgânica, de hidróxidos de ferro e de alumínio e de alguns materiais amorfos, como alofânio.

A carga variável negativa dependente do pH, é via de regra elevada, com altos valores de pH, e baixa sob condições de acidez. É controlada pela concentração relativa dos íons H^+ e OH^- e por seus efeitos sobre os grupos expostos nos colóides do solo. Sob condições de elevado pH, os íons OH^- na solução do solo provocam a dissociação do íon H^+ do grupo coloidal OH^- , o que poderá ser mostrado de forma simples para os materiais inorgânico ($> Al-OH$) e orgânico ($-COOH$).

Na medida em que aumenta o pH do solo, ficam disponíveis mais íons OH^- para forçar as reações para a direita, o que aumenta a carga negativa na superfície da partícula. Se diminui o pH do solo, os íons OH^- ficam reduzidos e a reação retorna para a esquerda, reduzindo a negatividade.

Outra fonte de negatividade crescente, na medida em que é aumentado o pH, é a remoção do complexo dos íons hidróxido de alumínio $[Al(OH)_2^+]$, que a reduzidos níveis de pH bloqueia as posições negativas nas argilas silicatadas, tornando-as indisponíveis para permuta de cátions. Na medida em que se eleva o pH, esses íons reagem com o íon OH^- para formar $Al(OH)_3$ insolúvel, liberando assim as posições negativamente carregadas.

Quadro 02. Níveis Comparativos de suas Cargas Negativas Permanentes (constantes) e Variáveis (Dependentes do pH) e das Cargas Positivas dos Colóides do solo

Tipo dominante de colóide	Carga Negativa			Carga positiva (cmol/kg)
	Total (cmol/kg)	Constante %	Variável %	
Orgânico	240	25	75	1
Esmectita	118	95	5	1
Vermiculita	85	100	0	0
Ilita	19	60	40	3
Alofânio	51	20	80	17
Caulinita	7	43	57	4
Gibbsita	6	0	100	6
Goetita	4	0	100	4

Como os solos contêm normalmente uma mistura de seus colóides, acham-se presentes cargas variáveis e permanentes. Entretanto, em solos de climas temperados, em que são comuns as argilas do tipo 2:1, predominam via de regra, as cargas permanentes negativas. Em solos altamente desagregados dos trópicos, em que predominam as argilas silicatadas tipo 1:1 e os óxidos de ferro e de alumínio, assim como nos solos com muita matéria orgânica, as cargas negativas variáveis são mais comuns.

b) NAS CARGAS POSITIVAS

As cargas positivas resultam da substituição isomórfica nas argilas tetraédricas dos cátions de baixa valência por outros de valência elevada. Em tais argilas, estas cargas positivas são usualmente equilibradas por cargas negativas muito maiores no interior das unidades cristalográficas. Porém em solos tropicais, submetidos, a intemperismo, as cargas positivas podem, exceder as negativas.

Os grupos OH associados com as superfícies de óxidos de ferro e de alumínio, com alofânio e com as superfícies e arestas de argilas silicatadas tipo 1:1, tais como caulinita, são também, posições para cargas positivas, encontradas em alguns solos ácidos. A fonte destas cargas é a inserção “protonação” dos íons H^+ à superfície dos grupos OH, na medida em que os solos que contêm esses minerais são acidificados.

Uma mesma posição nos colóides do solo poderá ser responsável por carga negativa (elevado pH), por nenhuma carga (pH intermediário), ou por carga positiva (baixo pH). A reação poderá ocorrer, à medida que o íon H^+ é adicionado a um solo com elevado pH.

Íons complexos óxido hidratados de ferro ou de alumínio poderão ser também a fonte de cargas positivas, associados com hidróxidos de ferro e de alumínio. Na medida em que um solo se acidifica, formam-se esses íons complexos.

A carga positiva gerada atrai ânions tais como Cl^- , NO_3^- e HSO_4^- , que são adsorvidos pelos colóides do solo.

Considerando que se pode encontrar, num determinado solo, misturas de humo e de vários colóides inorgânicos, as cargas positivas e negativas ocorrem ao mesmo tempo. Na maioria dos solos de regiões temperadas, dominarão as cargas negativas, porém em alguns solos ácidos dos trópicos, com elevados montantes de óxidos de ferro e de alumínio, o saldo de carga total poderá ser positivo.

c) NA ADSORÇÃO DE ÂNIONS E CÁTIONS

As cargas associadas com as partículas de solo atraem íons simples e complexos de carga aposta. Assim, uma determinada mistura coloidal poderá dispor de cargas de superfície, quer positivas, quer negativas, assim como de um grupo igualmente numeroso de ânions e cátions simples, tais como Ca_2^+ e SO_4^{2-} , e mais ainda extensivos complexos orgânicos e inorgânicos, ambos com carga e que foram, na sua totalidade, atraídos pelas cargas das partículas.

13) A TROCA DE CÁTIONS

Os cátions adsorvidos pelos colóides do solo ficam sujeitos a reposição por outros, mediante processo denominado permuta de cátions. Por exemplo, íons hidrogênio gerados à medida que se decompõe a matéria orgânica, poderão deslocar cálcio e outros cátions metálicos no complexo coloidal. Os íons na forma permutável estão disponíveis as plantas e a sua permuta favorece a nutrição das plantas

A reação se processa com bastante rapidez e a permuta de cálcio por hidrogênio é quimicamente equivalente. Porém, a reação é reversível e retornará, se houver adição de cálcio ao sistema.

As reações de permuta de cátions são reversíveis. Assim, se alguma forma de calcário ou de composto básico de cálcio é aplicado a um solo ácido, os íons cálcio tomam o lugar do hidrogênio e de outros cátions. Cresce o montante de cálcio permutável e decrescem os montantes de hidrogênio e alumínio, por conseguinte, eleva-se o pH do solo. Por outro lado, se enxofre ou outro produtos formadores de ácidos forem adicionados a um solo alcalino, numa área de terra seca, os íons H^+ tomarão o lugar dos cátions metálicos nos colóides do solo e o seu pH baixará.

O potássio adicionado é adsorvido pelo colóide e toma o lugar de quantidades equivalentes de cálcio, hidrogênio e de outros elementos que aparecem na solução do solo, o nutriente assim retido permanece, numa grande fração, sob a forma assimilável, acha-se porém menos exposto à lixiviação do que a maioria dos sais fertilizantes.

14) A CAPACIDADE DE PERMUTA DE CÁTIONS, CTC OU VALOR T

A adsorção e a permuta de cátions, sob a forma qualitativa ocorre na superfície dos colóides do solo. A capacidade de permuta de cátions, é definida de forma simples, como o “total da soma de cátions permutáveis que um solo é capaz de adsorver”, poderá ser determinado de forma bastante fácil. Os íons permutáveis, determinados pela CTC são verdadeiros depósitos ou armazéns de íons. E na forma de íons permutáveis são protegidos da lixiviação.

a) MÉTODOS OU UNIDADES DE EXPRESSÃO

A capacidade de permuta de cátions (CPC), ou valor T ou capacidade de adsorção de cátions (CAC), é expressa em termos de moléculas (moles) de carga positiva por unidade de massa. Por conveniência em expressar o CPC em números inteiros, usar-se-á “centimoles de carga positiva por quilograma de solo” ou (cmol/kg). Assim, se um solo possui uma capacidade de permuta de cátions de 10 cmol/kg, 1 kg desse solo é capaz de adsorver 10 cmol do íon H^+ , por exemplo, ou de permutá-lo por 10 cmol de outro íon de carga, como K^+ ou Na^+ , ou ainda com 5 cmol com duas cargas, como Ca^{2+} , ou Mg^{2+} . Em cada caso, as 10 cmol de cargas positivas, quer venham de H^+ , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Al^{3+} , quer de qualquer outro cátion, o que reafirma o fato de que cátions são adsorvidos e permutáveis em bases de equivalentes químicos. Uma molécula (mole) de carga é proporcionada por 1 mole de H^+ , K^+ , ou de qualquer outro cátion monovalente, por 1/2 mole de Ca^{2+} , de Mg^{2+} , ou de outro cátion divalente e por 1/3 de mole de Al^{3+} ou de outro cátion trivalente. A unidade de massa comumente utilizada em análises de solo é o centímetro cúbico (cm^3) que pode entendido como igual ao quilo (kg).

Quando um solo ácido é submetido pelo equivalente de carga associada com $1/2 \text{ Ca}^{2+}$. Em outras palavras, 1 mole do íon H^+ (1g) seria permutado por $1/2$ mole do íon Ca^{2+} ($40:2=20\text{g}$). Por conseguinte, para substituir 1 centimole H^+/kg , exigiria $20:100=0,2$ de cálcio/kg de solo. O montante de cálcio exigido para um hectare de camada de aradura (2,2 milhões kg) seria $0,2 \times 2,2 \times 10^6 = 44.000\text{g}$ ou 440kg , que é expresso em termos do montante de calcário (CaCO_3), necessário para atender ao cálcio, mediante a proporção $\text{CaCO}_3/\text{Ca}=100/40=2,5$. Assim, $440 \times 2,5 = 1.100\text{kg}$ de calcário por camada da aradura seria permutado por 1 cmol H^+/Kg de solo.

b) CAPACIDADE DE PERMUTA DE CÁTIOS DOS SOLOS

As capacidade de permuta de cátions do humo, da vermiculita, da montmorilonita, da illita, da clorita, da caulinita e dos óxidos de Fe e Al, com altos valores de pH do solo, são da ordem aproximada de 200, 150, 100, 30, 30, 8 e 4 cmol/kg. respectivamente.

c) FATORES QUE EXERCEM INFLUÊNCIA SOBRE A CTC

Solos de textura mais fina apresentam tendência para possuir maior capacidade de permuta de cátions (CPC) do que solos arenosos. Além disso, dentro dum determinado grupo textural, o conteúdo de matéria orgânica, assim como os montantes e qualidades das argilas, exercem influência sobre a capacidade de permuta de cátions aumenta, na maioria dos solos, com o pH a valores muito baixos, apenas as cargas “permanentes” das argilas e pequena porção das cargas dos colóides orgânicos retém os íons que podem ser substituídos mediante permuta de cátions.

Abaixo do pH 6,0 (Figura 02), a carga para o mineral argiloso é relativamente constante. Esta carga é considerada permanente e é devida à substituição iônica na unidade cristalográfica. Com pH acima de 6,0, a carga do colóide mineral aumenta, por causa da ionização do hidrogênio dos grupos OH^- expostos. Diferentemente à argila, todas as cargas dos colóides orgânicos são considerados dependentes do pH.

Na medida em que se eleva o pH, o hidrogênio retido pelo colóide orgânicos e pelas argilas silicatadas, como caulinita, torna-se ionizado e substituível. Outrossim, os íons oxihidratados de alumínio adsorvidos são removidos, formando $\text{Al}(\text{OH})_3$, liberando posições adicionais de permuta nos colóides minerais. O resultado líquido consiste num aumento da carga negativa dos colóides e, por outro lado, num aumento da capacidade de permuta de cátions.

Na maioria dos casos, a determinação da capacidade de permuta de cátions é feita com pH igual a 7 ou acima, significando isto que se acham incluídas as cargas dependentes do pH, na sua maioria, como também as cargas permanentes.

Abaixo do pH 6,0 (Figura 02), a carga para o mineral argiloso é relativamente constante. Esta carga é considerada permanente e é devida à substituição iônica na unidade cristalográfica. Com pH acima de 6,0, a carga do colóide mineral aumenta, por causa da ionização do hidrogênio dos grupos OH^- expostos. Diferentemente à argila, todas as cargas dos colóides orgânicos são consideradas dependentes do pH.

14) A PORCENTAGEM DE SATURAÇÃO DE BASES DOS SOLOS (V%)

A proporção da capacidade de permuta de cátions (CTC) ocupada por “bases” é denominada de porcentagem de saturação de bases do complexo coloidal. Os cátions, como cálcio, magnésio, potássio etc, é denominado de bases permutáveis por se comportarem como tal, mas não são bases. São assim denominadas por neutralizar, na sua maioria, a acidez dos solos.

Dois grupos de cátions adsorvidos exercem influências opostas na acidez e alcalinidade dos solos. Hidrogênio e alumínio tendem a dominar os solos ácidos, ambos contribuindo para a

concentração dos íons H^+ na solução do solo. O hidrogênio adsorvido contribui diretamente para a concentração do íon H na solução do solo. Os íons Al^{3+} fazem o mesmo indiretamente, mediante hidrólise

15) A PORCENTAGEM DE SATURAÇÃO DE BASES E O VALOR pH

Existe uma correlação entre a porcentagem de saturação de base e o seu pH. À medida que se reduz a saturação de base, mediante perdas por lixiviação, o pH é também reduzido, numa proporção mais ou menos definida; o que se ajusta ao consenso geral de que a lixiviação tende a aumentar a acidez dos solos de regiões mais úmidas.

O relacionamento do pH com o V% é de tal ordem que se pode afirmar que, de um maneira geral, quando o solo possuir um V% maior que 70% seu pH em água deverá ser superior a 6,0 e se menor que 70 seu valor de pH será menor que 6,0.

Nos três solos (Figura 03) com 50, 80 e 80, respectivamente, de porcentagem de saturação de bases. O primeiro, é um franco-argiloso, o segundo, o mesmo solo submetido a calagem satisfatória e o terceiro, um franco-arenoso com uma capacidade de permuta de cátions de apenas 10 cmol/kg. Observe que o pH do solo mantém correlação mais ou menos estreita com a porcentagem de saturação de bases. O solo franco-arenoso (direita) possui pH mais elevado do que o franco-argiloso ácido (esquerda), embora esse último contenha maior montante de bases permutáveis.

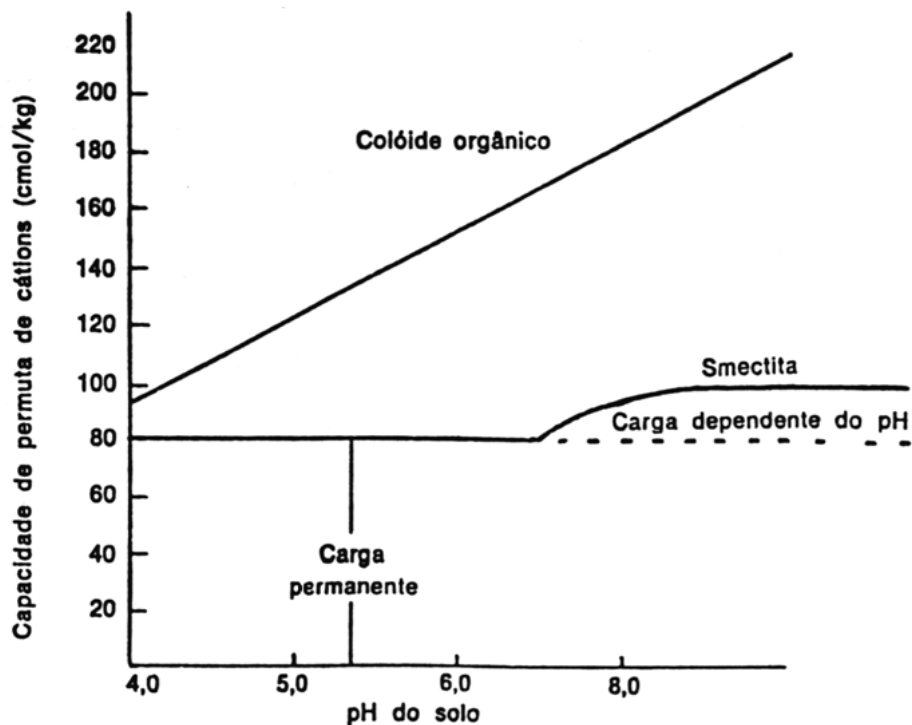


Figura 02 Influência do pH sobre a capacidade de permuta de cátions da smectita e do humo.

16) PERMUTA DE CÁTIONS E A DISPONIBILIDADE DE NUTRIENTES

Os cátions permutáveis, verdadeiros “depósitos” de íons, são, em geral, assimiláveis, quer por vegetais superiores; quer por microrganismos. Mediante permuta catiônica, os íons hidrogênio dos pelos radiculares e dos microrganismos do solo substituem os cátions nutrientes do complexo de troca. São forçados a penetrar na solução do solo, onde podem ser assimilados pelas superfícies adsorptivas das raízes e pelos organismos do solo, ou podem também ser removidos pelas águas de drenagem. Há culturas com a soja, em que o estudo dos efeitos da saturação do potássio, do cálcio e magnésio está bastante aprofundado. Em milho o excesso de potássio no complexo de troca prejudica a absorção de outros íons como o cálcio e o magnésio.

a) SATURAÇÃO DE CATIONS E A ABSORÇÃO DE NUTRIENTES

Há fatores diversos que agem no sentido de acelerar ou retardar a liberação de nutrientes para as plantas. Em primeiro lugar, está a proporção de capacidade de permuta de cátions do solo ocupado pelo cátion do nutriente em questão. Por exemplo, se for elevada a porcentagem de saturação do cálcio de um solo, é comparativamente fácil e rápido o deslocamento desse cátion.

b) INFLUÊNCIA DOS IONS ASSOCIADOS

Um segundo fator importante que exerce influência na assimilação de um determinado cátion pelos vegetais é o efeito dos íons por ele retidos em associação. Verifica-se que a disponibilidade do potássio para as plantas fica limitada por quantidades excessivas de cálcio permutável. Do mesmo modo, elevado montante de potássio altamente permutável, reduz a disponibilidade do magnésio. Sugere-se algumas relações ideais entre os cátions macronutrientes. Por exemplo a relação ideal Ca:Mg é de 5:1.

c) EFEITO DO TIPO DE COLÓIDE

Em terceiro lugar, os diversos tipos de micelas coloidais se diferenciam na persistência com que retêm cátions específicos e na facilidade da permuta de cátions. A uma determinada porcentagem de saturação de base, esmectita retém cálcio com tenacidade muito maior do que caulinita. Por conseguinte, a saturação de base da argila esmectita deverá ser levantada para cerca de 70%, o que permitirá permuta rápida e fácil, suficiente ao atendimento dos vegetais em crescimento. Por outro lado, uma argila caulinitica aparenta liberar cálcio com muito maior pressa, servindo como boa fonte desse componente a uma bem mais baixa porcentagem de saturação de bases.

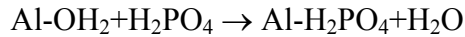
17) PERMUTA DE ÂNIONS OU CTA

A adsorção de ânions macronutrientes como enxofre, fósforo e nitrogênio é de muita importância e depende das cargas negativas dos colóides do solo. As cargas positivas associadas com os hidróxidos de ferro e de alumínio, de algumas argilas tipo 1:1 e de materiais amorfos, tais como alofânio, dão lugar à adsorção de ânions. Por outro lado, esses ânions ficam sujeitos a substituição por outros, da mesma forma que cátions substituem, uns aos outros. A ocorrência da permuta de ânions, embora não se aproxime da permuta de cátions, sob o aspecto quantitativo, é extremamente importante, como meio para proporcionar aos vegetais superiores, os ânions nutrientes prontamente assimiláveis.

Exatamente como nas trocas de cátions são permutadas quantidades equivalentes de NO_3^- e Cl^- , a reação poderá ser revertida e os nutrientes vegetais poderão ser liberados para absorção pelos vegetais.

Embora sejam comuns reações simples, convém ressaltar que a adsorção e a permuta de certos ânions, inclusive fosfatos e sulfatos é, de certo modo, mais complexa, o que é devido a

reações específicas entre os ânions e os componentes do solo. Por exemplo, o íon H_2PO_4^- poderá reagir com o grupo hidroxílico protonado, em vez de permanecer sob a forma de ânions de fácil permuta.



Sólidos do solo Solução do solo Sólidos do solo Solução do solo

Nota-se que esta reação reduz, na realidade, o saldo de cargas positivas nos colóides do solo.

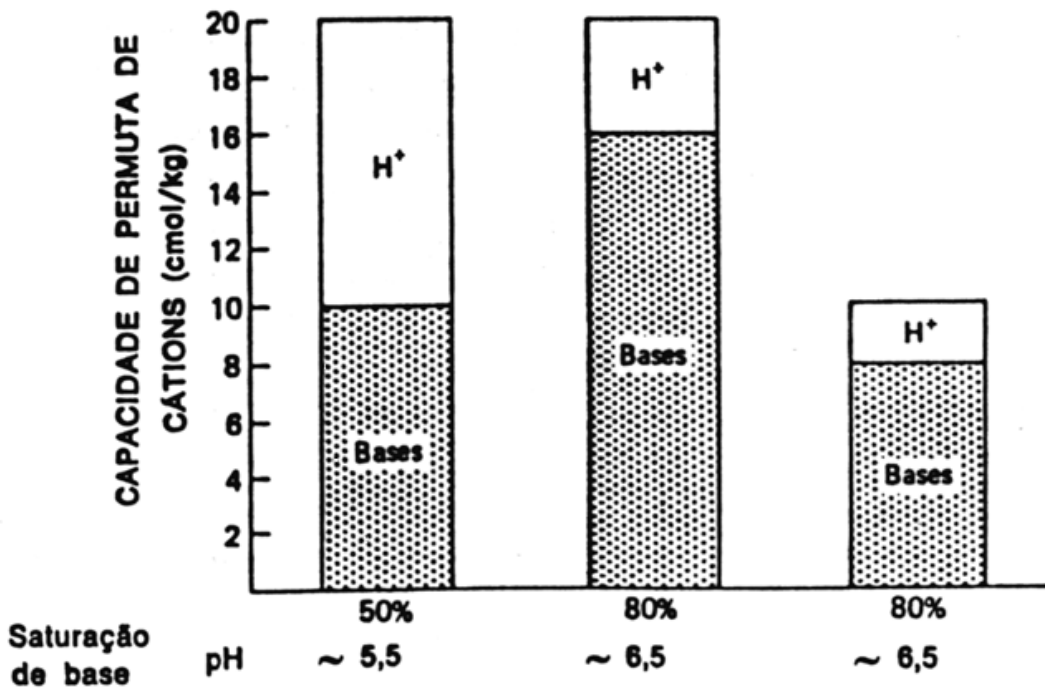


FIGURA 03. Valores de V% para três solos hipotéticos mostrando a variação dos valores de pH.

18) PROPRIEDADES FÍSICAS DOS COLÓIDES

Além das características de permuta de cátions, dos colóides, algumas outras propriedades assumem também importância considerável, como plasticidade, coesão, dispersão e floculação. Como seria de se esperar, todas são fenômenos de superfície, cujas intensidades dependem das quantidades e da natureza das interfaces dos colóides. Características que refletem nas propriedades físicas do solo.

a) PLASTICIDADE

Solos que contêm mais de 15% de argila revelam plasticidade, isto é, maleabilidade e capacidade de moldagem. Esta propriedade é provavelmente decorrente da natureza da conformação achatada das partículas de argila e da influência lubrificadora, embora retentora da água adsorvida. Assim, as partículas escorregam com facilidade, umas sobre as outras, de modo semelhante a painéis de vidro, entremeados por películas de água.

b) COESÃO

Uma segunda característica, de certo modo relacionada a plasticidade, é a coesão. Na medida em que se reduz a água contida numa argila muito molhada, há um aparente aumento na atração mútua das partículas coloidais. O vínculo do hidrogênio entre as partículas de água e de argila e no meio das moléculas de água, é a força de atração responsável por tal coesão. Produzindo solos entorroados, de difícil aração e subsolagem.

Como se poderia supor, montmorilonita e illita revelam coesão num grau bem mais acentuado do que caulinita e óxidos hidratados. Ao contrário, o humo apresenta tendência para reduzir a específica atração mútua das partículas argilosas.

c) DILATAÇÃO E CONTRAÇÃO

Se uma argila possuir um reticulado cristalográfico expansível e tamanho de partícula muito pequeno, como no caso das esmectitas (montmorilonita), poderá ocorrer dilatação considerável após molhar e contração quando seca. Caulinita, clorita, mica fina e a maioria dos óxidos hidratados com reticulado cristalográfico estático, não apresentam esse fenômeno, de nenhum modo, e a vermiculita ocupa posição intermediária. Após estiagem prolongada, solos com elevado montante de montmorilonita apresentam-se frequentemente, devido a contração das argilas, com profundas fendas de forma cruzada, que possibilitam, de início, a penetração rápida da chuva, posteriormente, em virtude da dilatação, tais solos provavelmente fechar-se-ão, tornando-se muito mais impenetráveis do que aqueles em que predomina a caulinita.

A dilatação é conseqüência, em parte, da movimentação da água para o permeio das camadas do cristal, o que resulta na expansão intercristalográfica. Porém, a maior parcela da dilatação é conseqüente da água atraída pelos íons adsorvidos pelas argilas e por minúsculas bolhas de ar encurraladas, à medida que a água penetra nos poros extremamente pequenos desses solos.

e) DISPERSÃO E FLOCULAÇÃO

Condição típica duma suspensão coloidal diluída em água, é aquela de completa dispersão; isto é, as partículas tendem a repelir-se entre si, permitindo a cada uma delas agir em completa independência das outras. Esta condição é favorecida pela pequenez das partículas coloidais e por suas cargas negativas e hidratação; esta última, facilitada por um enxame de cátions hidratados em volta da micela. A dispersão é incentivada por valores mais elevados de pH, quando a micela se acha no máximo de eletronegatividade (Figura 2). Além disso, íons monovalentes intensamente hidratados, como Na^+ , que não são rigidamente retidos pelas micelas, ajudam a estabilizar os colóides dispersos. Ao que parece, esses íons frouxamente retidos, não reduzem com eficácia a eletronegatividade das micelas, permitindo que se repilam umas às outras, para permanecer em dispersão.

Em áreas específicas de regiões áridas, os íons sódio se mostram em predominância no complexo de permuta, o que redundará num estado de dispersão dos colóides do solo, tornando tais solos impermeáveis à penetração hídrica. Na sua maioria, os vegetais não crescerão sob tais condições. O sódio deverá ser retirado, para que ocorra crescimento vegetal.

O inverso seria a floculação, isto é a atração entre as partículas, muitas vezes promovida por íons como o cálcio.

19) CONCLUSÕES

O conhecimento dos colóides dos solos permite uma avaliação química e física dos mesmos, auxiliando na diagnose da sua fertilidade e comportamento físico. Os solos excelentes do ponto de vista químico possuem limitações físicas importantes e o inverso também é verdadeiro.

As características das menores partículas, os colóides do solo, se refletem nas principais características de um solo, permitindo definir formas de manejo e antever problemas de fertilidade e de nutrição de plantas.

As cargas eletrostáticas das partículas coloidais tornam o solo capaz de reter íons e de trocá-los. Esses nutrientes armazenados, reflexos das eletromagnéticas, junto com o fenômeno da fotossíntese, são tão importantes que se atribui a eles a responsabilidade da existência de vida na terra.