

Apontamentos sobre a Constituição e Propriedades do Solo

Por

Manuel A. V. Madeira & Rui Pinto Ricardo
2014/2015

2.3. CONSTITUENTES MINERAIS DO SOLO

2.3.1. Introdução

A alteração das rochas é determinante para a formação do solo. A alteração fracciona as rochas e minerais, modifica ou destrói as suas características físicas e químicas e permite o transporte de produtos solúveis. Ao mesmo tempo conduz à síntese de novos minerais que são de grande significado para as propriedades e comportamento do solo. A velocidade da alteração e a síntese de novos minerais é em grande parte determinada pela natureza das rochas e minerais constituintes. Assim, do ponto de vista mineralógico, distinguem-se na matéria mineral do solo *minerais primários* e *minerais secundários*.

Os *minerais primários* são os minerais existentes no solo herdados da rocha-mãe, isto é, da rocha que deu origem ao solo. Apresentam-se no solo mais ou menos individualizados como resultado da desagregação física da rocha e por isso inalterados na sua composição. Dada a constituição das rochas que formam a crosta terrestre, os minerais primários do solo são quartzo, feldspatos, micas, piroxenas, anfíbolas, olivinas, turmalina, zircão, granadas, epidoto, zoizite, calcite, rútilo, ilmenite, apatite, magnetite, etc.

Para uma melhor compreensão da natureza e quantidade de minerais primários no solo, consideram-se de forma resumida os principais tipos de rochas da crosta terrestre e os respectivos minerais constituintes.

2.3.2 – Natureza e constituição das rochas

2.3.2.1 – Principais agrupamentos de rochas

As rochas da superfície terrestre são geralmente classificadas como *ígneas*, *sedimentares* e *metamórficas*.

Rochas ígneas

As rochas ígneas são formadas a partir de magma em fusão e incluem rochas como o granito, o diorito e o basalto (Quadro 1). As rochas ígneas tanto podem ser constituídas por minerais de cor clara (como quartzo, muscovite e feldspatos) como por minerais de cor escura (como biotite, augite e hornblenda). Em geral os minerais de cor escura contêm Fe e Mg e são mais facilmente alterados. Por isso, as rochas que apresentam cor escura, tais como o gabro e o basalto, são mais facilmente alteradas do que os granitos e outras rochas de cor clara.

Quadro 1 - Principais rochas ígneas e sua relação com a composição mineral e textura (dimensão dos grãos) (Adaptado de Brady & Weil, 1999)

Textura das rochas	Minerais de cor clara (ex. feldspatos, muscovite)		Minerais de cor escura (ex. hornblenda, augite, biotite)	
	Quartzo			
Grosseira	Granitos	Dioritos	Gabros	Peridotitos Hornoblenditos Piroxenitos
Intermédia	Riolitos	Andesitos	Basaltos	
Fina	Felsitos/obsidiana		Vidros basálticos	

Rochas sedimentares

Os materiais resultantes da desagregação e da alteração das rochas (ígneas, metamórficas ou sedimentares) podem ser transportados pelas águas de escoamento, pelo vento e pelas massas de gelo; os sedimentos resultantes originam novas rochas: as chamadas *rochas sedimentares*. Os materiais transportados pelas águas de escoamento são em parte depositados em bacias inundadas pelos rios, em deltas, em bacias interiores e em lagos, sendo a sua maior parte transportada para o mar. O vento e o gelo, por seu turno, transportam e depositam os materiais desagregados das rochas também a distâncias apreciáveis.

As formações sedimentares devidas à acção do vento e dos glaciares são constituídas sobretudo por detritos transportados por acção mecânica, correspondendo às chamadas *rochas sedimentares detríticas*. Além disso, as formações sedimentares resultantes da acção da água também podem ser constituídas por substâncias transportadas em solução que são separadas por precipitação química e pela actividade dos organismos; em tal caso as rochas sedimentares não têm carácter detrítico.

Os sedimentos de natureza detrítica podem manter-se móveis ou serem consolidados por cimentos de várias naturezas (calcário, ferro, silício, argila) e/ou pela pressão devido aos materiais suprajacentes. Por exemplo uma areia quartzosa derivada da alteração de uma rocha granítica pode, por cimentação, dar origem a uma massa sólida designada por grés ou arenito; as argilas por compactação originam os argilitos. Entre as rochas sedimentares destacam-se, pela sua importância, as areias, as argilas, os calcários calcíticos e/ou dolomíticos, os arenitos ou grés (resultantes da cimentação de areias), os argilitos (provenientes da compactação de argilas) e os conglomerados.

A resistência de uma rocha sedimentar à alteração é determinada pelos minerais constituintes dominantes e obviamente pelo agente cimentante.

Rochas metamórficas

As rochas metamórficas formam-se por modificações mineralógicas, texturais e estruturais de rochas pré-existentes (ígneas, sedimentares ou metamórficas). Tais modificações podem ser o resultado de acentuadas variações na temperatura e na pressão a consideráveis profundidades da crosta terrestre. Tais modificações resultam das forças e energia geradas pelas deslocamentos e colisões das placas litosféricas e pela intrusão na crosta de massas magmáticas de variadas composição e dimensão. Muitas das rochas metamórficas apresentam recristalização e alinhamento de minerais ao longo de superfícies planares (“foliação”) que podem traduzir-se por texturas xistosas e gnáissicas. As primeiras são holocristalinas, em geral de grão fino a médio, e as diferentes folhas têm composição semelhante; nas segundas a foliação é em regra mais grosseira e as sucessivas folhas apresentam em geral composição distinta, alternando bandas mais claras e mais escuras constituídas respectivamente por minerais félsicos (os de cor clara) e minerais máficos (os de cor escura). Entre as rochas metamórficas não folheadas destacam-se os mármore (constituídas por calcite e/ou dolomite) e os quartzitos (quartzo), ao passo que nas foliadas têm particular representação as ardósias (argilas) e xistos e gnaisses de composição variável. Como referido para as rochas ígneas e sedimentares, também a natureza dos minerais constituintes das rochas metamórficas influencia de modo determinante a sua resistência à alteração química.

2.3.2.2 - Minerais constituintes das rochas

Os dois elementos mais abundantes nas rochas e, portanto, na fracção mineral

dos solos são o oxigénio e o silício. Estes dois elementos combinam-se quimicamente e ligam-se a metais para formarem os silicatos - os constituintes essenciais das rochas e dos solos. A característica chave da estrutura destes minerais é a ligação Si-O, a qual tem um carácter covalente e iónico em proporção semelhante; a ligação Si-O é considerada mais forte do que as típicas ligações metal-oxigénio devido à maior expressão da ligação covalente (a do alumínio é considerada 40 % covalente e 60 % iónica).

A estrutura dos silicatos naturais ou artificiais é determinada pela valência do silício nos materiais sólidos. O ião silício (Si^{4+}) de pequena dimensão (raio iónico de $0,26 \text{ \AA}$), com valência positiva igual a 4, tem uma tendência extremamente acentuada para a coordenação 4 em relação ao oxigénio (coordenação tetraédrica), em que um átomo de Si é assim rodeado por quatro átomos de oxigénio, num arranjo designado por tetraedro de silício, pelo facto da posição dos oxigénios corresponder aos vértices de um tetraedro contendo no seu interior o átomo de silício. Devido à sua dimensão (raio iónico de $0,57 \text{ \AA}$), o ião alumínio (Al^{3+}) pode substituir o ião Si^{4+} nos tetraedros (substituição isomórfica), numa proporção que não excede 50 %. Estes grupos iónicos (os tetraedros) podem ocorrer como unidades separadas ou serem polimerizados em diversas escalas, partilhando oxigénios apicais, mas nunca faces ou arestas. Os silicatos possuem uma estrutura dominada pelo arranjo tridimensional dos átomos de silício e de oxigénio e dos respectivos tetraedros.

Salienta-se que algumas características dos silicatos estão em correspondência com o comportamento do Al na respectiva estrutura. Devido à sua dimensão o Al apresenta coordenação 4 e 6 com o oxigénio. No primeiro caso o Al^{3+} pode substituir o Si^{4+} nas estruturas, o que implica também a inclusão de catiões compensadores de carga (por exemplo, Na^+ por Ca^{2+} , Mg^{2+} por Al^{3+}) com a consequente alteração da composição química do silicato. No segundo caso, o átomo de Al também entra na malha cristalina dos silicatos, mas com coordenação 6, em que o Al^{3+} se situa no centro de um octaedro a coordenar O^{2-} e OH^- .

Os principais tipos estruturais e a composição química dos silicatos das rochas (minerais primários nos solos) estão indicados no Quadro 2. A unidade fundamental da estrutura atómica destes minerais é o tetraedro de silício (SiO_4^{4-}), o qual pode ocorrer como unidades isoladas, em cadeias simples ou duplas, em folhas ou em estruturas tridimensionais (Figura 1). Cada modo de ocorrência do tetraedro de silício define um

tipo estrutural dos silicatos (famílias) nos minerais primários (Quadro 2), como seguidamente se explana.

(i) **Nesosilicatos**. Os tetraedros de Si apresentam-se como unidades independentes (não havendo por isso oxigénios partilhados entre os vários tetraedros) numa estrutura que inclui catiões metálicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}) e que neutralizam a carga negativa dos tetraedros. Estes silicatos têm a menor razão molar Si/O (0,25) entre os silicatos e, por isso, a sua alteração no ambiente do solo é relativamente rápida.

(ii) **Inossilicatos**. Podem conter cadeias simples (piroxenas) e duplas (anfíbolas) de tetraedros de Si em que repetem respectivamente as unidades $\text{Si}_2\text{O}_6^{4-}$ e $\text{Si}_4\text{O}_{11}^{6-}$ com uma razão Si/O da ordem de 0,33 e 0,36. Nas anfíbolas é característica a substituição isomórfica do Si^{4+} pelo Al^{3+} ; tanto nas piroxenas como nas anfíbolas ocorrem vários catiões metálicos bivalentes assim como de Na^+ e Fe^{3+} em coordenação octaédrica com o O^{2-} para ligar as cadeias de sílica entre si.

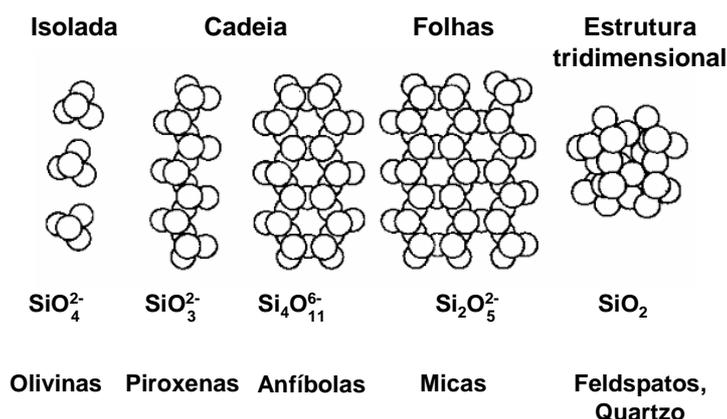


Figura - 1 Principais tipos estruturais de silicatos nos minerais das rochas (minerais primários do solo) (Adaptado de Sposito, 2008)

(iii) **Filossilicatos**. Os minerais primários desta família de silicatos são principalmente micas. A estrutura destas é formada por camadas constituídas por duas folhas de tetraedros de silício que envolvem uma de octaedros de catiões metálicos, em que os iões Al, Mg ou Fe coordenam O^{2-} e OH. A muscovite e a biotite são as micas mais comuns nas rochas e nos solos. Em qualquer destes minerais o Al^{3+} substitui o Si^{4+} nas folhas tetraédricas, sendo o respectivo deficit de carga compensado pelo K^+ que coordena 12 iões O nas cavidades das folhas de tetraedros, ligando as sucessivas camadas estruturais micáceas.

(iv) **Tectossilicatos**. Nestes cada tetraedro partilha os seus quatro oxigénios com os

tetraedros adjacentes, originando uma estrutura tridimensional, como é o caso do quartzo e dos feldspatos. A estrutura atômica do quartzo é uma rede tridimensional contínua de tetraedros de Si partilhando todos os oxigénios. A estrutura dos feldspatos é semelhante, mas difere no facto de alguns tetraedros conterem Al^{3+} em vez de Si^{4+} (substituição isomórfica), para neutralizar o excesso de carga devido à presença de cátions mono e/ou bivalentes que ocupam as cavidades da estrutura.

Quadro 2 - Famílias de silicatos: respectivos arranjo estrutural e composição química, razão Si/O, grupo aniónico e exemplos de minerais

Família	Arranjo estrutural	Si:O	Anião	Minerais
Nesosilicatos	Tetraedros independentes (Mg Fe) ₂ Si O ₄ Zr(SiO ₄)	1:4=0,25	[Si O ₄] ⁴⁻	Olivinas Zircão
Sorossilicatos	Tetraedros aos pares Ca ₂ Mg Si ₂ O ₇	1:3,5=0,29	[Si ₂ O ₇] ⁶⁻	Akermanite
Ciclossilicatos	Tetraedros em anéis Al ₂ Be ₃ Si ₆ O ₁₈ (Na,Ca)(Li,Mg,Al) ₆ (BO ₃) ₃ (Si ₆ O ₁₈)(OH) ₄	1:3=0,33	[Si ₃ O ₉] ⁶⁻ [Si ₄ O ₁₂] ⁸⁻ [Si ₆ O ₁₈] ¹²⁻	Berílio Turmalina
Inossilicatos	Tetraedros em cadeias Simples- (Mg, Fe) SiO ₃ (Piroxenas) Duplas-(Mg, Fe) ₃ Si ₄ O ₁₁ (Anfibolas)	1:3=0,33 1:2,75=0,36	[Si O ₃] ²⁻ [Si ₄ O ₁₁] ⁶⁻	Enstatite Horneblenda
Filossilicatos	Tetraedros em folhas (Grupo das micas) KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂) K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂)	1:2,5=0,40	[Si ₂ O ₅] ²⁻	Muscovite Biotite
Tectossilicatos	Tetraedros em estrutura tridimensional SiO ₂ Si O ₂ → Si ₄ O ₈ → X _x Al _x Si _{4-x} O ₈ K Al Si ₃ O ₈ (Ortose, Microclima) Na Al Si ₃ O ₈ (Albite) Ca Al ₂ Si ₂ O ₈ (Anortite)	1:2=0,50	[Si O ₂] ⁰	Quartzo Feldspatos

Os silicatos primários (minerais primários) aparecem nos solos como resultado da desintegração física das rochas. A relativa resistência de qualquer um dos minerais (silicatos) à alteração química correlaciona-se positivamente com a razão molar Si/O da sua unidade estrutural silicatada fundamental, dado que uma razão molar maior significa menor incorporação de cátions metálicos na estrutura para neutralizar a carga dos

grupos aniônicos do mineral. A razão Si/O decresce de 0,50 nos tectossilicatos (quartzo, feldspatos, SiO_2) para 0,25 nos nesossilicatos (olivinas, SiO_4). O decréscimo da razão Si/O é paralela com o decréscimo da resistência à alteração química dos minerais das fracções areia ou limo dos solos.

2.3.2.3. A alteração das rochas e os constituintes minerais no solo

A alteração (meteorização) corresponde à desintegração e transformação das rochas e minerais sob a influência dos agentes atmosféricos, organismos e soluções formadas pela água da chuva na camada superficial da litosfera (crusta de alteração). A meteorização constitui assim uma resposta ou adaptação dos materiais da parte superficial da litosfera quando em contacto com a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera.

As várias formas de matéria constituinte das rochas são alteradas e transformadas pela conjugação de processos de destruição e síntese. As rochas e os minerais são destruídos por desintegração física e alteração química. A desintegração física fracciona a rocha em fragmentos e mesmo em areia e limo (geralmente constituídas por minerais primários), sem afectar fortemente a sua composição química. Simultaneamente os minerais são decompostos ou alterados por via química, libertam elementos e materiais solúveis e por síntese originam novos minerais. Os novos minerais (minerais secundários) formam-se tanto por alteração química parcial como por completa alteração dos minerais originais. Durante as modificações químicas a dimensão das partículas decresce sucessivamente e os constituintes continuam a dissolver-se na solução aquosa de alteração. As substâncias e elementos dissolvidos poderão ser evacuados por drenagem ou recombinarem-se para formarem os minerais secundários. Os grupos de minerais que ocorrem nos solos correspondem aos minerais de argila, “óxidos” de Fe e Al e minerais primários resistentes à alteração (tal como o quartzo, por exemplo).

As acções físicas e químicas cuja incidência se faz sentir no ambiente de alteração, designadas conjuntamente por factores de meteorização sistematizam-se seguidamente.

Alteração física (desintegração)

As rochas desintegram-se por efeito da temperatura devido às amplitudes térmicas diurnas e sazonais, causando a alternância da expansão e da contracção dos minerais

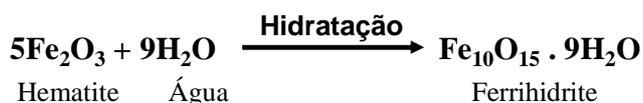
constituintes. Como uns minerais expandem mais do que outros, as diferenças de temperaturas criam esforços diferenciados que conduzem ao colapso da rocha. Pelo facto da parte externa das rochas atingir temperatura mais alta ou mais baixa do que a parte interior, a desintegração processa-se frequentemente por “exfoliação”, o que é sobretudo acentuado quando se forma gelo nos poros, vazios e fissuras das formações rochosas em alteração. A alternância de humedecimento e de secagem constitui outro mecanismo actuante na desintegração das rochas.

A fragmentação das rochas deve-se também às acções mecânicas e de abrasão devidas à circulação da água, do gelo (glaciares) e do vento; as tempestades de poeira e de areia desgastam as superfícies rochosas, contribuindo para a sua sucessiva desintegração. Além disso, as raízes das plantas expandindo-se pelas fissuras e fendas das rochas também contribuem para a desintegração física das rochas na superfície terrestre.

Alteração química

Embora a meteorização química e a meteorização física coexistam e sejam interdependentes, a segunda é sobretudo actuante nas regiões de clima árido ou frio, ao passo que a primeira é muito mais intensa nas áreas de clima quente e húmido. A alteração química é favorecida pela água (sempre presente nos solutos), oxigénio e ácidos orgânicos e inorgânicos resultantes da actividade bioquímica. Estes agentes actuam concertadamente na conversão dos minerais primários (por exemplo, feldspatos, micas, piroxenas, anfíbulas, olivinas) em minerais secundários (minerais de argila, “óxidos” de Fe e Al) e libertam nutrientes para as plantas sob forma solúvel. Seguidamente consideram-se algumas reacções de alteração química (Buol et al., 1995; Brady & Weil, 1999).

Hidratação. Moléculas de água ligam-se a um mineral pelo processo de hidratação, de que os óxidos de ferro hidratados são um bom exemplo de produtos resultantes de reacções de hidratação.



Hidrólise. Nas reacções por hidrólise, as moléculas de água separam-se nas suas partes constituintes – o hidrogénio e o oxidrilo ou hidroxilo – e o hidrogénio muitas vezes substitui um catião numa estrutura mineral. A acção da água sobre um feldspato contendo potássio (microclina) é disso exemplo. O K libertado é solúvel e é objecto de

Os vários processos de meteorização química referidos actuam simultaneamente e tem acção conjugada e interdependente.

A meteorização química depende por um lado de factores intrínsecos (ou factores de capacidade) dependentes do tipo de rocha, nomeadamente a porosidade e permeabilidade, a superfície exposta, a composição e estrutura mineralógica (energia de ligação nos minerais, solubilidade, estabilidade electrostática da estrutura); por outro lado, depende de factores extrínsecos ou factores intensidade que são função do meio em que decorre a alteração, de que se destaca a temperatura, o pH, o potencial de oxidação, a quantidade de água (quantidade de precipitação) e a actividade biótica. Nestas condições a capacidade de alteração depende das características do material, enquanto a intensidade de alteração resulta do conjunto de condições ambientais actuantes. Naturalmente que o grau de evolução da alteração depende do tempo de actuação dessas condições ambientais.

Mobilidade dos elementos

A solubilidade e a mobilidade relativa dos elementos libertados são determinantes para a compreensão da formação de produtos de síntese, bem como da sua natureza, em resultado da alteração das rochas.

O Al^{3+} é insolubilizado sob a forma de $\text{Al}(\text{OH})_3$ entre valores de pH de 4,0 a 9,0; abaixo de pH 4 apresenta-se sob a forma de Al^{3+} , enquanto para valores acima de 9 apresenta-se sob a forma de $\text{Al}(\text{OH})_4^-$; o intervalo de valores de pH em que esta tendência se observa depende da concentração do Al na solução. Assim, nas situações mais comuns das condições naturais o Al mantém-se sob forma insolúvel (Figura 2).

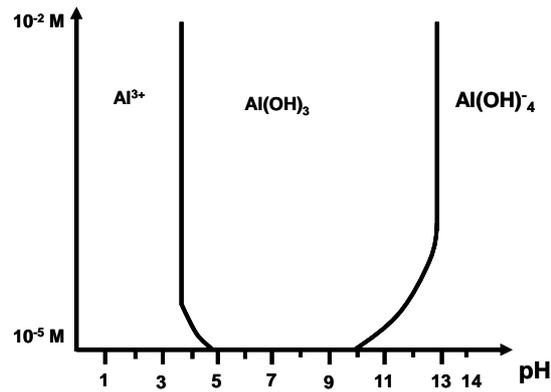


Figura 2 - Diagrama da concentração/pH de soluções de alumínio, mostrando os intervalos de estabilidade dos iões Al^{3+} , dos hidróxidos e dos $\text{Al}(\text{OH})_4^-$

O ferro sob a forma trivalente (Fe^{3+}) comporta-se em solução aquosa de modo semelhante ao Al, mas precipitando para uma gama de valores de pH ainda mais alargada (acima de pH 3) (Figura 3). Porém o Fe^{2+} apenas precipita para valores de pH bastante mais elevados (na ordem de 7). Deste modo, o valor do potencial de oxidação tem um papel importante na mobilidade do Fe na zona de alteração. O Fe^{3+} não é mobilizável em condições oxidantes.

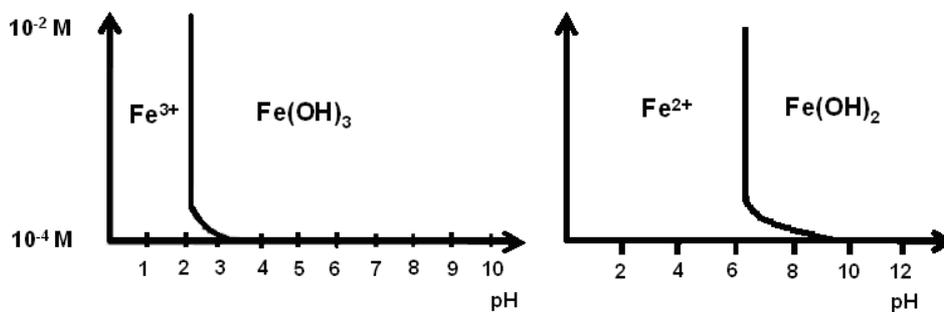


Figura 3 - Diagrama da concentração/pH de soluções de ferro férrico e ferroso, mostrando os intervalos de estabilidade dos iões Fe^{3+} e Fe^{2+} e dos respectivos hidróxidos.

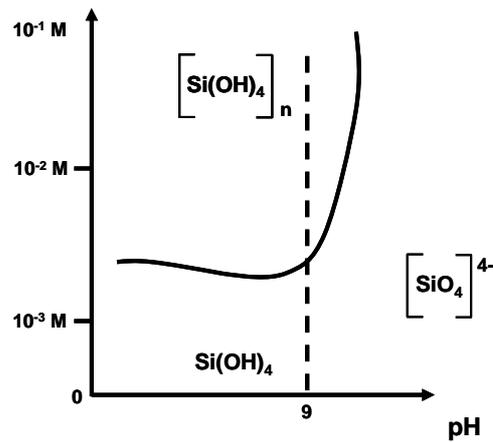


Figura 4 - Solubilidade da sílica amorfa em função do valor de pH da solução

O Si^{4+} por sua vez, embora sendo solúvel para toda a gama de valores de pH, é lentamente lixiviado para valores inferiores a 9 (Figura 4). Isto é, o diferente comportamento da sílica em relação ao Fe e ao Al conferem-lhe condições de mobilidade e migração diferentes, dado que a solubilidade do silício no intervalo de pH 4-9 excede largamente a do Al e Fe, não sendo de estranhar que a quantidade de silício susceptível de arrastamento seja muito mais elevada da que do Al e Fe. Daí, em muitas circunstâncias o teor de Si no solo decresce relativamente ao da rocha, ao passo que o de Al e Fe sobe fortemente (Quadro 3).

Quadro 3 - Análise elementar de um granito e de um solo sobre ele desenvolvido, numa região de clima quente e húmido (adaptado de Brady & Weil, 1999)

Elemento	Rocha	Solo	Variação (%)
P	0,057	0,035	-38
K	3,11	0,44	-86
Ca	1,07	0,23	-79
Si	32,9	21,8	-34
Al	7,68	14,36	+87
Fe	2,50	8,54	+242
Si/Al	4,28	1,52	-64

Considerando as condições de solubilidade da sílica e do Al, duas situações principais podem ser consideradas: (i) a sílica libertada pela alteração da rocha não é integralmente removida da zona de alteração, o que, dada a acumulação de Al, conduz à formação de filossilicatos (minerais de argila), cujo tipo depende dos teores relativos de sílica, alumínio e bases; (ii) a sílica é integralmente removida do meio de alteração, o

que impede a síntese de minerais de argila, produzindo-se fundamentalmente “óxidos” de Al e Fe.

A mobilidade dos elementos libertados por alteração pode ser considerada através das fases de mobilidade, tomando como referência o íão cloro como correspondente ao valor 100 - o maior valor dentre os elementos considerados (Quadro 4). É evidente que o forte arrastamento dos cloretos e os sulfatos, dada a sua mobilidade a partir da rocha alterada, resulta numa perda de cloro e enxofre. Segue-se a lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) devido á solubilidade dos respectivos carbonatos, distinguindo-se a maior remoção do cálcio em relação ao magnésio e a do sódio relativamente ao potássio; o K^+ embora seja facilmente lixiviado, pode no entanto ser incorporado na estrutura de minerais de argila (ilites). A sílica é removida em muito menor grau do que os elementos anteriores, mas ainda assim em muito maior escala do que os compostos de Fe e Al. O Fe^{2+} apresenta uma taxa de arrastamento que é dependente do potencial de oxidação-redução e da taxa de lixiviação do meio de alteração.

Quadro 4 - Mobilidade relativa de elementos da zona de alteração

Componente	Mobilidade relativa durante a meteorização das rochas
Cl^-	100
SO_4^{2-}	60
Ca^{2+}	3,00
Na^+	2,40
Mg^{2+}	1,31
K^+	1,25
SiO_2	0,20
Fe_2O_3	0,04
Al_2O_3	0,02

O factor intensidade do processo deverá ser também considerado na análise da remoção dos elementos libertados por alteração das rochas. Com efeito, o clima não altera a ordem segundo a qual os elementos são removidos ou a respectiva mobilidade relativa, mas apenas afecta a intensidade da remoção. Deste modo, os valores elevados da temperatura e da precipitação nas regiões tropicais húmidas aceleram a alteração dos minerais primários e facilitam também a rápida remoção dos seus constituintes.

2.3.4. Minerais secundários do solo

Os *minerais secundários* são todos aqueles que se encontram no solo em resultado da alteração dos minerais primários, sendo inerentes à formação do próprio solo. Os minerais secundários mais frequentes nos solos são os *minerais de argila* (aluminossilicatos cristalinos pertencentes à família dos *filossilicatos*), *aluminossilicatos de natureza não-cristalina* e "*óxidos*" de ferro e de alumínio; em alguns solos encontra-se também calcite, gesso e mesmo sulfatos e cloretos dos metais alcalinos. Os minerais secundários surgem no solo fundamentalmente por dois processos: (i) por síntese *in situ* de produtos resultantes da meteorização dos minerais primários, isto é, por neoformação; (ii) por simples transformação no próprio local do solo da estrutura de minerais primários, os quais perdem certos iões mas conservam a sua estrutura original.

Ao contrário dos minerais primários, os minerais secundários formam-se portanto *in situ* simultaneamente com o solo. Porém, no caso das rochas de natureza sedimentar, os solos contêm com frequência minerais secundários (minerais de argila, bem como "óxidos" de ferro e alumínio) que também são herdados da respectiva rocha-mãe.

As espécies minerais encontradas na fracção argila dos solos dependem do ambiente de alteração, o qual é função, fundamentalmente, das condições bioclimáticas e dos factores de estação, nomeadamente natureza da rocha-mãe, topografia e condições de drenagem. Para conjuntos bem definidos de condições de formação, a tendência é no sentido do predomínio de determinada espécie mineralógica. Todavia, como durante o processo de formação do solo podem ocorrer naturalmente variações significativas das respectivas condições é normal encontrar lado a lado, no mesmo solo, minerais de argila de diferente natureza.

2.3.4.1. Minerais de argila

Os *minerais de argila* (filossilicatos secundários) mais abundantes nos solos pertencem aos grupos da caulinite, da ilite, da esmectite, da vermiculite e da clorite. Neles também se encontram com frequência, mas em geral em quantidades relativamente pequenas, *haloisites* e *minerais de camadas mistas* (ou *minerais*

interestratificados). Tal como nos filossilicatos primários atrás referidos (micas), a estrutura básica dos filossilicatos secundários consiste em duas unidades modulares distintas: uma folha de tetraedros de Si unidos entre si por partilha de três dos seus quatro oxigénios (um oxigénio apical é partilhado com cada um dos três oxigénios vizinhos), e uma folha de octaedros constituídos por oxidrilos coordenados por Al^{3+} ou Fe^{3+} (folha dioctaédrica) ou por Mg^{2+} ou Fe^{2+} (folha trioctaédrica).

Estas unidades modulares ligam-se entre si através dos oxigénios apicais não partilhados dos tetraedros de Si, que substituem 2 em cada 3 OH de um dos planos de oxidrilos da folha octaédrica. Esta união de uma folha octaédrica com uma folha tetraédrica dá origem a uma camada que é a unidade fundamental da estrutura dos *filossilicatos 1:1*, como os do grupo da caulinite. A unidade fundamental da estrutura dos *filossilicatos 2:1* é uma camada constituída por duas folhas tetraédricas, invertidas uma em relação à outra, que intercalam uma folha octaédrica através da substituição de 2 em cada 3 OH dos planos de oxidrilos. São exemplo deste tipo de estrutura os restantes grupos de minerais secundários acima referidos. A estrutura dos minerais de argila resulta do empilhamento de várias destas unidades.

Na estrutura destes minerais ocorrem frequentemente substituições isomórficas de Si^{4+} por Al^{3+} nas folhas tetraédricas e/ou de Al^{3+} por Mg^{2+} ou Fe^{2+} ou de Mg^{2+} por Al^{3+} ou Fe^{3+} nas folhas octaédricas, que originam desequilíbrios de carga que são compensados no espaço inter-camadas (Quadro 5).

Quadro 5 - Classificação dos minerais de argila mais frequentes nos solos

Grupos	Tipo de camada	Carga por unidade de fórmula	Formula química
Caulinite	1:1	≈0	$[Si_4]Al_4O_{10}(OH)_8 \cdot nH_2O$ ($n = 0$ ou 4) ^a
Ilite	2:1	0,6 – 0,9	$M_x[Si_{6,8}Al_{1,2}]Al_3Fe_{0,25}Mg_{0,75}O_{20}(OH)_4$
Vermiculite	2:1	0,6 – 0,9	$M_x[Si_7Al_1]Al_3Fe_{0,5}Mg_{0,5}O_{20}(OH)_4$
Esmectite ^b	2:1	0,2 – 0,6	$M_x[Si_8]Al_{3,2}Fe_{0,2}Mg_{0,6}O_{20}(OH)_4$
Clorite	2:1 com hidróxido entre camadas	Variável	$(Al(OH)_{2,55})_4 \cdot [Si_{6,8}Al_{1,2}]Al_{3,4}Mg_{0,6}O_{20}(OH)_4$

^a - $n = 0$ é caulinite; $n = 4$ é haloisite; ^b - Principalmente montmorilonite nos solos

Os diferentes minerais distinguem-se por conseguinte pelo tipo de unidades que os constituem (1:1 ou 2:1), pelo carácter di ou trioctaédrico das suas folhas octaédricas,

pela localização e extensão das substituições isomórficas que ocorrem na sua estrutura e pela forma como estas mesmas unidades se ligam entre si.

Grupo da caulinite

A estrutura é de tipo 1:1 e a folha octaédrica é ocupada por Al^{3+} . Não existem praticamente substituições isomórficas nem na folha tetraédrica, nem na octaédrica, pelo

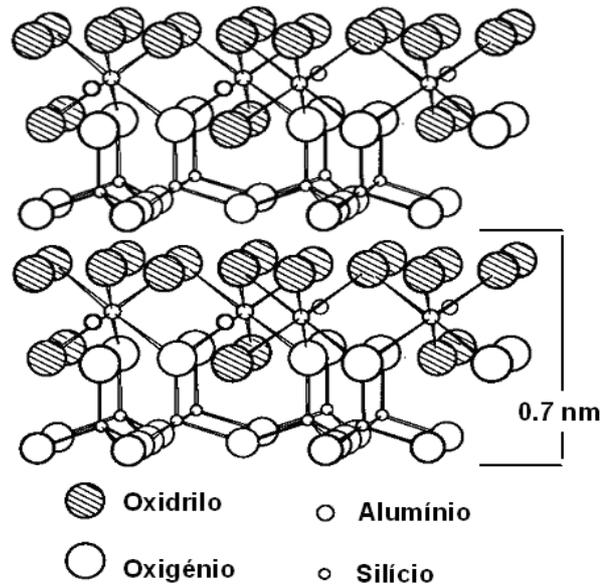


Figura 5- Diagrama da estrutura da **caulinite**
(Adaptado de Dixon, 1989)

que a carga estrutural é muito baixa e deve-se quase exclusivamente à possível desprotonização de grupos OH expostos à superfície dos cristais e a ligações quebradas nos rebordos dos mesmos (Figura 5). Como do empilhamento de unidades 1:1 resulta o confronto de planos de O com planos de OH, a ligação entre camadas faz-se naturalmente por pontes de hidrogênio. Esta ligação é relativamente forte, pelo que o espaço inter-camadas é fixo e não é acessível a catiões e a moléculas de água. Consequentemente, a distância inter-planar (afastamento entre planos equivalentes de oxigénios de duas camadas contíguas) típica destes minerais é constante e igual a 0,7 nm.

Grupo da illite

Os minerais deste grupo têm uma estrutura 2:1 e sua folha octaédrica é geralmente ocupada por Al^{3+} . Apesar de parte do Al^{3+} octaédrico poder ser substituído

por Mg^{2+} , o desequilíbrio de cargas é gerado principalmente nas folhas tetraédricas, onde o Al substitui parte do Si. A quantidade de carga Z assim gerada, reportada a cada unidade de fórmula $T_4O_{10} (OH)_2$ (em que T é o Si ou o catião que o substitui isomorficamente), varia entre 0,6 e 0,9 (nas micas, $Z=1,0$). As ilites são estruturalmente semelhantes à muscovite, da qual se distinguem por possuir mais Si e Mg, mas menos Al em posições tetraédricas e menos K no espaço inter-camadas. A ligação entre as camadas é mais fraca do que nas micas, mas é ainda assim suficientemente forte para manter os planos de O de duas camadas contíguas praticamente em contacto e impedir o acesso de moléculas de água e catiões ao espaço inter-camadas, fazendo com que a distância inter-planar destes minerais seja constante e igual a 1,0 nm.

Grupo da vermiculite

As vermiculites são minerais muito comuns nos solos das regiões temperadas e subtropicais. A sua estrutura é de tipo 2:1, tendo a folha octaédrica uma composição muito variável, isto é, tanto pode ser predominantemente dioctaédrica como trioctaédrica. As substituições isomórficas ocorrem em ambas as folhas, mas predominam largamente na tetraédrica (Si por Al), sendo o desequilíbrio de carga daí resultante, que é da mesma ordem de grandeza do das ilites ($0,6 < Z < 0,9$), compensado pela presença de catiões hidratados (Mg^{2+} e/ou Ca^{2+}) no espaço inter-camadas, no qual ocupam posições equivalentes à dos K. A rigidez da ligação entre camadas promovida por tais catiões é menor do que nas ilites. Consequentemente, no espaço inter-camadas pode ocorrer, embora limitadamente, a entrada de água e a troca dos catiões de ligação por outros existentes na solução do solo. Contudo, este espaço é relativamente fixo, sendo a distância inter-planar típica das vermiculites praticamente constante e igual a 1,4 nm (Figura 6).

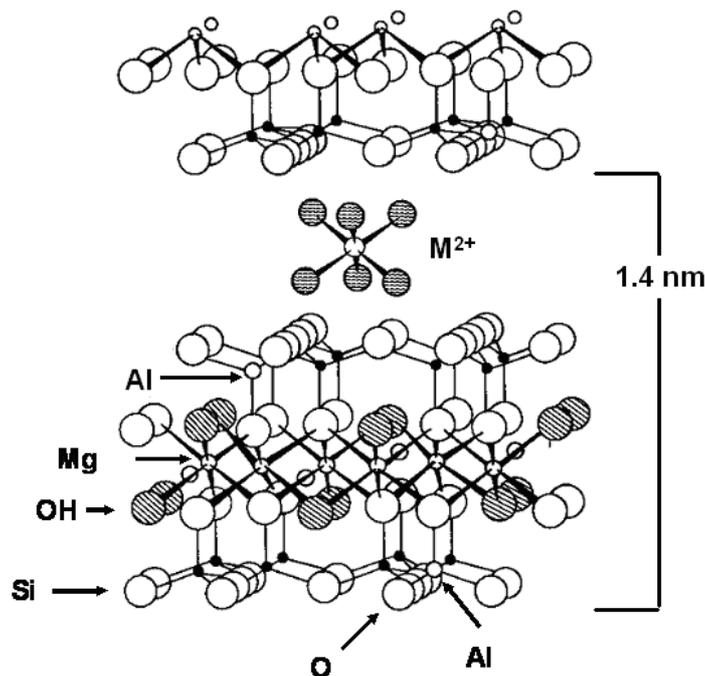


Figura 6 - Estrutura de uma **vermiculite** (Adaptado de Barnhisel & Bertsch, 1989)

Grupo da esmectite

A estrutura cristalina é de tipo 2:1 e a folha octaédrica tanto pode ser ocupada por cátions trivalentes (geralmente Al) como por divalentes (vulgarmente Mg). Entre os minerais do grupo da esmectite distingue-se a montmorilonite, cuja estrutura é dioctaédrica. Na estrutura da montmorilonite ocorre um número apreciável de substituições isomórficas, predominantemente na folha octaédrica (Al^{3+} por Mg^{2+}), a qual dá origem a um desequilíbrio de carga menor do que nas vermiculites ($0,2 < Z < 0,6$), e que é compensado nos espaços inter-camadas também por cátions hidratados. A localização mais interior dos pontos em que a carga é originada (folhas octaédricas) determina que a atracção entre camadas promovida pelos cátions presentes naqueles espaços seja muito fraca, tornando-o, assim, acessível a moléculas de água e aos cátions da solução do solo. Ao hidratar-se, a estrutura expande, contraindo-se novamente quando desidratada. Por conseguinte, a distância inter-planar destes minerais varia com o seu grau de hidratação, tomando valores que vão de 1,4 a 1,8 nm (Figura 7).

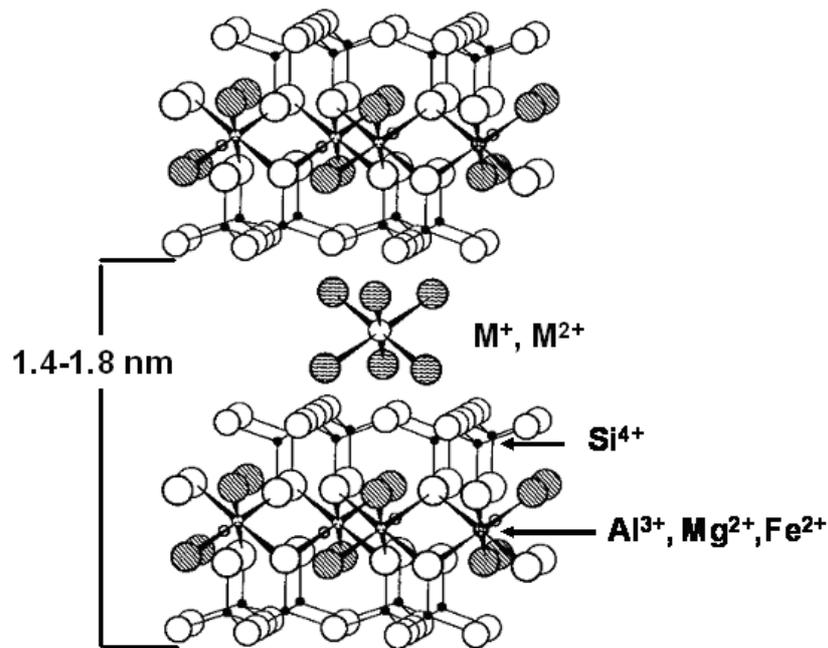


Figura 7 - Estrutura de uma **esmectite** (montmorilonite) (Adaptado de Borchardt, 1989).

Grupo da clorite

As clorites são minerais 2:1, tri ou dioctaédricos, nos quais ocorre um considerável leque de substituições isomórficas, tanto nas folhas octaédricas como nas tetraédricas, pelo que o valor de Z é variável. A principal diferença das clorites relativamente aos restantes filossilicatos reside na ocupação do espaço inter-camadas, no qual, ao invés de cátions hidratados ou não, surge uma folha contínua de oxidrilos em coordenação octaédrica (Figura 8). Graças à substituição de cátions bivalentes por trivalentes, esta folha desenvolve um excesso de carga positiva que contrabalança as cargas negativas geradas na camada 2:1.

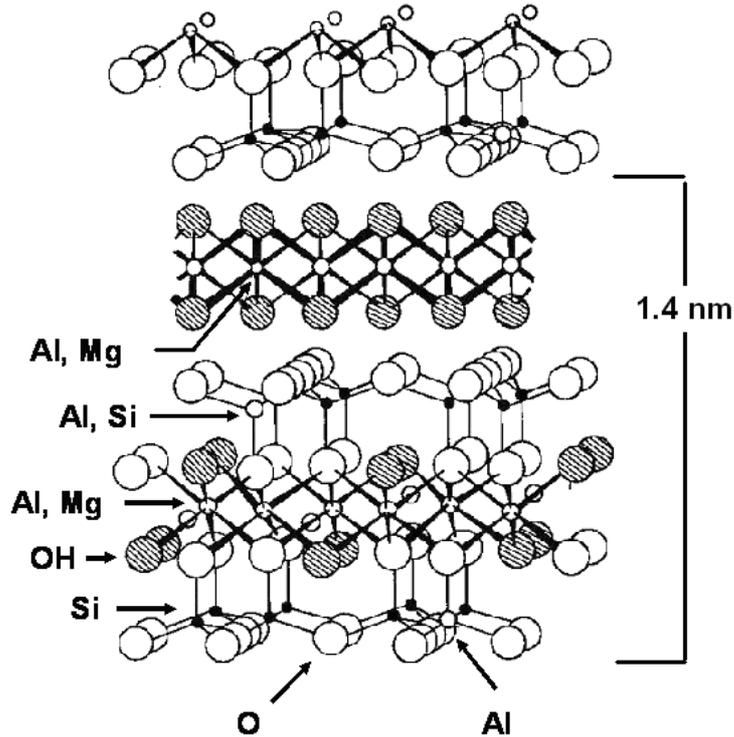


Figura 8 - Estrutura de uma **clorite** (Adaptado de Barnhisel & Bertsch, 1989)

As diferenças de estrutura entre os diferentes minerais de argila determinam que estes apresentem diferenças acentuadas nas suas características e propriedades. Assim, no Quadro 6 apresentam-se os valores referentes à superfície específica (diferenciando a interna da externa), à expressão da carga negativa e à da carga positiva.

Quadro 6 - Superfície específica e características das cargas dos minerais secundários mais representativos do solo

Minerais	Superfície específica		Carga negativa			Carga positiva cmol _c kg ⁻¹
	Externa m ² g ⁻¹	Interna m ² g ⁻¹	Total (a pH 7) cmol _c kg ⁻¹	Constante %	Variável %	
Caulinites	10-30	0	8	5	95	2 ^a
Ilites	100-200	≅0	30	80	20	0
Esmectites	80-100	570-660	100	95	5	0
Vermiculites	70-120	600-700	150	95	5	0
Clorites	70-100	≅0	30	80	20	0
Alofanas	600-1000	-	30	10	90	15 ^a
Gibbsite	80-100	-	4	0	100	5 ^a
Goetite	80-100	-	4	0	100	5 ^a

^a – Carga variável com a reacção do meio

2.3.4.2. Aluminossilicatos não-cristalinos

Os *aluminossilicatos não-cristalinos* ou de *ordenação curta* (para alguns autores, paracristalinos na realidade) identificáveis nos solos são as *alofanas* e a *imogolite*. São constituintes secundários característicos sobretudo de solos formados a partir de materiais piroclásticos e/ou rochas vulcânicas vitrosas (sobretudo cinzas vitrosas e pedra-pomes); apresentam uma distribuição tipicamente em correspondência com as regiões vulcânicas. Entre as características destes constituintes destaca-se o facto de manifestarem carga negativa e positiva variáveis (Quadro 6), dependente da reacção do meio (do valor do pH).

2.3.4.3. Óxidos de ferro e de alumínio

Os "*óxidos*" de *ferro e de alumínio*, tal como os minerais de argila e os aluminossilicatos não-cristalinos, são produtos de origem secundária que podem ocorrer no solo em quantidades significativamente importantes. Em relação a estes constituintes, observa-se uma certa indefinição quanto à sua nomenclatura, resultante, talvez, da dificuldade na maioria dos casos em se saber esclarecidamente quais as formas estruturais em que de facto se encontram no solo. Na generalidade são considerados indistintamente como *óxidos*, *óxidos hidratados*, *óxidos-hidróxidos*, *oxi-hidróxidos*, *hidróxidos e sesquióxidos*. Assim, e dado ser impossível abranger numa designação global toda a variedade de estruturas observada nos diversos tipos de solos existentes, prefere-se referir correntemente esses vários compostos pela simples designação de "óxidos", sem outras especificações.

Os "*óxidos*" de *ferro e de alumínio* podem encontrar-se no solo isoladamente ou formando complexos com os minerais de argila e com materiais orgânicos (nomeadamente substâncias húmicas). Ocorrem no estado cristalino e/ou como geles amorfos, sendo muito variável a proporção de umas e outras formas, assim como o grau de cristalinidade das formas cristalinas. Os "*óxidos*" de *ferro cristalinos* com expressão nos solos (Quadro 7) são *goetite* ($\alpha\text{-Fe OOH}$), *hematite* ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), *maghemite* ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), *lepidocrocite* ($\gamma\text{-Fe OOH}$) e *ferrihidrite* ($\text{Fe}_{10}\text{O}_{15}\cdot 9\text{H}_2\text{O}$). A goetite é o "óxido" de ferro mais comum nos solos; a hematite e, de forma secundária, a maghemite são frequentes em solos de climas quentes, nomeadamente de regiões tropicais e subtropicais. A lepidocrocite só se encontra em solos de drenagem deficiente, ao passo

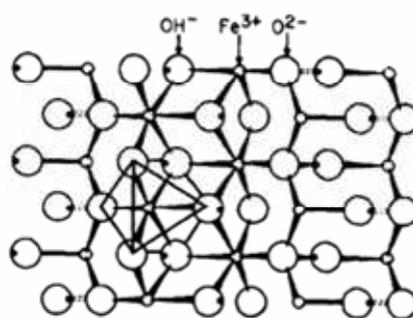
que a ferrihidrite (forma precursora da hematite) está relacionada com meios arejados ricos em matéria orgânica. Na Figura 9, a título de exemplo, apresenta-se a estrutura da goetite.

Quadro 7 - Óxidos e hidróxidos de metais nos solos

NOME	FORMULA QUÍMICA
Anatase	TiO ₂
Boemite	γ-AlOOH
Gibbsite	γ-Al(OH) ₃
Ferrihidrite	Fe ₁₀ O ₁₅ · 9H ₂ O
Goetite	α-FeOOH
Hematite	α-Fe ₂ O ₃
Ilmenite	FeTiO ₃
Lepidocrocite	γ-FeOOH
Maghemite	γ-Fe ₂ O ₃
Magnetite	FeFe ₂ O ₄



Gibbsite, γ -Al(OH)₃



Goetite, α -FeOOH

Figura 9 - Estruturas da gibsite e da goetite, mostrando octaedros de Al(OH)₆ e de FeO₃(OH)₃ (Adaptado de Sposito, 1999)

O “óxido” de alumínio cristalino mais frequente e abundante nos solos é a *gibbsite* [γ -Al(OH)₃]. Também se tem observado *boemite* (α -AlOOH), mas a sua presença é muito menos comum nos solos (Quadro 7). Na Figura 9 apresenta-se esquematicamente a estrutura da gibsite.

Como produtos inerentes à formação do solo, os "óxidos" de ferro encontram-se praticamente em todos eles, desde que, nos respectivos materiais originários existem minerais primários contendo ferro, sendo portanto constituintes comuns, tanto nos solos das regiões temperadas como nos das regiões tropicais e subtropicais. Isto resulta do facto de o Fe, durante a meteorização das rochas, só raramente ser mobilizado de forma significativa para a estrutura dos minerais de argila que predominam nos solos.

A quantidade de "óxidos" de Fe nos solos é muito variável, dependendo da riqueza em Fe da rocha-mãe e do tipo de clima. Para rochas da mesma natureza, a sua proporção é significativamente maior nos solos das regiões tropicais húmidas do que nos demais, nomeadamente do que nos solos das regiões temperadas. De qualquer modo, em geral, estão sempre presentes em teores relativamente baixos, com pouca frequência se encontrando na terra fina acima de 10% e na argila além de 20% (expressos em Fe_2O_3). Ainda assim, os "óxidos" de Fe revelam um grande poder de pigmentação, sendo responsáveis pela coloração amarelada e avermelhada de muitos solos e podem ter forte influência nas respectivas propriedades físicas e químicas.

A presença de "óxidos" de Al, em contraste com o que se verifica com os "óxidos" de Fe, não está generalizada a todos os tipos de solos. O Al, como se disse atrás, é um dos constituintes básicos dos minerais de argila e, assim, quando da génese destes minerais fica sujeito a forte mobilização pela sílica para a formação das respectivas unidades estruturais. A tendência é, pois, a de haver uma integral mobilização do Al libertado ao longo do processo de meteorização pela sílica. Exceptuam-se os casos de ambientes de formação do solo favoráveis a intensa evacuação de sílica, que determinando um meio deficiente neste constituinte possibilita o aparecimento de Al livre no complexo de alteração como produto de natureza secundária. Uma outra situação, com idêntico efeito, é a de ocorrerem condições favoráveis à complexação do Al (à medida que vai sendo libertado das estruturas primárias) em meios de alteração ricos em substâncias orgânicas solúveis e pseudo-solúveis, inclusive ricos nas formas menos evoluídas do húmus, em que o Al fica inibido de reagir com a sílica para constituição de material secundário e, por conseguinte, mantêm-se livre no solo.

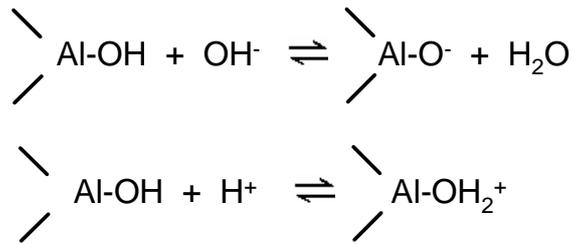


Figura 10 - Desenvolvimento de cargas na superfície de um mineral de Al (gibbsite)

A reactividade dos óxidos deve-se aos grupos OH expostos na sua periferia. As cargas dos óxidos no solo resultam do processo da protonização e desprotonização e, por conseguinte, são cargas dependentes das condições físico-químicas do meio em particular da concentração protónica (do valor pH) devido à adsorção reversível de iões H^+ . Trata-se por isso de carga variável (Quadro 6). A mudança da carga de superfície com a variação de pH está esquematizada na Figura 10, onde se observa que a carga tanto pode ser negativa como positiva ou nula. Quando a superfície manifesta carga positiva líquida os aniões são adsorvidos na sua superfície.

2.3.5. A mineralogia das fracções granulométricas

2.3.5.1. Elementos grosseiros

Os elementos grosseiros são normalmente constituídos por *partículas individualizadas* de *minerais primários* e/ou por *fragmentos de rocha*. A natureza dos elementos grosseiros varia com a sua dimensão, dependendo ainda a variação do tipo de rocha-mãe que deu origem ao solo. No caso de rochas de grão grosseiro ou grão médio, o saibro é geralmente formado por partículas de minerais primários; o cascalho poderá conter partículas de minerais primários, no entanto é sobretudo constituído por pequenos fragmentos de rocha e os restantes elementos grosseiros apresentam-se normalmente como fragmentos de rocha, mas pode muito bem suceder que também incluam os próprios minerais primários em partículas individualizadas. Tratando-se de rochas de grão fino ou muito fino, é de esperar que raramente existam minerais primários individualizados entre os elementos grosseiros, devendo o lote de saibro ser também formado por fragmentos de rocha.

Em alguns tipos de solos, materiais secundários como a calcite e os "óxidos",

por exemplo, podem ocorrer em formações mais ou menos endurecidas com a dimensão de elementos grosseiros. Por terem origem pedogénica (em vez de litológica), não se consideram como elementos grosseiros mas, sim, como unidades estruturais particulares. É evidente que solos derivados de rochas sedimentares (em cuja constituição entram frequentemente minerais secundários, como sucede com xistos argilosos e muitos grés) podem apresentar elementos grosseiros que se caracterizam por serem mais ou menos ricos em material secundário, pois semelhante material encontra-se em tais elementos herdado da própria rocha.

Do conhecimento da quantidade e natureza mineralógica dos elementos grosseiros tiram-se indicações importantes em relação à evolução do solo. Do ponto de vista agronómico, os elementos grosseiros constituem uma potencial fonte de nutrientes para as plantas, embora eles, em geral, só sejam disponibilizados muito lentamente. Por determinarem uma diluição do material activo do solo e, assim, afectarem em geral de forma mais ou menos marcada as propriedades físicas e químicas do solo, os elementos grosseiros influenciam também deste modo o desenvolvimento das plantas.

2.3.5.2. Areia e limo

Areia

A areia é constituída tipicamente por material primário. Em geral compreende fundamentalmente partículas individualizadas de minerais primários. Porém, em solos derivados de rochas de grão muito fino, pode haver, sobretudo na areia grossa, pequenos fragmentos de rocha contendo mais do que uma espécie mineralógica. Por vezes pode também observar-se na areia material secundário, muito principalmente numa das seguintes formas: i) agregados de minerais secundários com minerais primários; ii) agregados apenas de minerais secundários (podem entrar um ou vários dos minerais secundários, incluindo minerais de argila), como é frequente em solos ricos em "óxidos" e alofanos, devido às ligações muito fortes e estáveis que estes produtos desenvolvem; iii) partículas mantendo a dimensão e a forma de um mineral primário, mas em que este se alterou por pseudomorfose, total ou parcialmente, para mineral de argila (conhecem-se como "pseudo-agregados" ou "agregados herdados").

A presença de material secundário em partículas de areia leva a considerar essas partículas como de "pseudo-areia", pois não lhes correspondem características e

propriedades próprias de semelhante lote mas sim da argila (de que os minerais secundários são componentes típicos).

Limo

Tal como a areia, o limo é constituído tipicamente por minerais primários. As respectivas partículas têm aqui dimensão muito reduzida, o que faz com que possam apresentar uma superfície já parcialmente alterada. Os minerais primários do limo evidenciam, assim, certa instabilidade estrutural. Além dos minerais primários, pode também haver "pseudo-limo" com material secundário em formas semelhantes às referidas para a areia. No limo podem ocorrer, inclusive, partículas individuais de certos minerais de argila, nomeadamente de vermiculites.

Significado da mineralogia das fracções arenosa e limosa

O conhecimento qualitativo e quantitativo dos minerais constituintes da areia e do limo reveste-se de apreciável importância, pois fornece indicações muito úteis em relação à *gênese do solo* e sobre a sua *reserva mineral*, encarada esta como fonte directa de nutrientes essenciais para o desenvolvimento das plantas.

Do ponto de vista da gênese do solo, o tipo de minerais observados facultam informações quanto ao grau de evolução do solo, à natureza do material originário e à eventual existência de descontinuidades litológicas. Relativamente à evolução do solo é válido concluir que um solo apresentando entre os seus minerais primários olivina, augite, hornblenda, biotite e/ou plagioclases se encontra pouco evoluído, independentemente de outras observações. Da mesma forma, se um solo derivado de rocha que contenha quartzo, feldspatos e minerais ferromagnesianos apresentar apenas quartzo como mineral primário, pode dizer-se que a esse solo corresponde muito maior grau de evolução.

Os minerais primários das fracções granulométricas em apreço constituem uma reserva mineral para a nutrição das plantas, entendendo-se por reserva mineral o conjunto de minerais alteráveis contendo elementos biogénicos, isto é, elementos que são indispensáveis aos organismos vivos. Os factores que mais influem no valor de determinado mineral alterável como reserva mineral são muito principalmente a dimensão da respectiva partícula e a resistência que a sua estrutura manifesta à meteorização.

Quanto mais pequenas forem as partículas, tanto mais facilmente serão

libertados os elementos biogénéticos que contêm e, assim, tanto mais rapidamente eles são postos à disposição das plantas. Tem sido verificado que um idêntico teor em plagioclases ou em muscovite possui diferente significado, conforme tais constituintes façam parte da areia ou do limo. Da mesma forma, a velocidade de meteorização controla a libertação dos elementos da estrutura dos minerais e portanto a sua utilização pelas plantas, sendo bastante mais fácil nos minerais pouco resistentes do que nos relativamente resistentes. O efeito do tamanho das partículas sobrepõe-se no entanto ao da resistência à meteorização. Pode assim considerar-se uma *reserva mineral a curto prazo*, constituída por todas as espécies mineralógicas, desde que em partículas de limo; uma *reserva mineral a médio prazo*, formada pelos minerais ferromagnesianos e pelas plagioclases, quando em partículas de areia; e uma *reserva mineral a longo prazo*, constituída pelos feldspatos potássicos, muscovite e outros minerais dificilmente alteráveis, em partículas de areia.

2.3.5.3. Argila

A argila é tipicamente constituída por minerais secundários, essencialmente minerais de argila, alofanos, imogolite e "óxidos". Pode ainda incluir, mas sempre em proporção muito pequena, alguns minerais primários na sua parte menos fina. A fracção argilosa do solo não contém, exclusivamente, um ou outro mineral secundário puro. Como regra é constituída por mistura das diferentes espécies mineralógicas secundárias, na dependência do processo de formação do solo. Na argila da maioria dos solos encontra-se, pois, uma complexa mistura de minerais secundários.

Consoante a natureza mineralógica da argila, implicando como é óbvio acentuadas diferenças quanto às respectivas propriedades e ao seu comportamento, a presença conjunta de apreciável variedade de espécies mineralógicas na fracção argilosa e a sua grande diversidade de proporções, torna sem dúvida a argila do solo um sistema coloidal muito complexo. É evidente que as suas propriedades gerais serão as próprias deste sistema, função das particularidades inerentes a cada um dos minerais constituintes. Porém, como resultado das interacções que entre estes minerais se manifestam, não se poderá esperar que as propriedades da argila sejam, muito simplesmente, iguais à soma das propriedades dos respectivos componentes. De qualquer modo, eles serão determinantes da intensidade atingida pelas propriedades na fracção; por conseguinte, o perfeito conhecimento dos componentes é fundamental para

se poder explicar e prever com suficiente aproximação o comportamento físico-químico geral da argila respectiva e, bem assim, o dos solos em que ela se encontre.

Significado da mineralogia da argila

Tal como se referiu para a areia e para o limo, também o conhecimento da constituição mineralógica da argila dá indicações bastante valiosas sobre aspectos fundamentais do processo que levou à formação do solo. Dado que a formação do solo envolve a formação de minerais secundários como resultado da meteorização, está bem de ver que os minerais secundários existentes num dado tipo de solo reflectem com precisão o modo e o ambiente em que estes se formaram. Inclusivamente, considerando o estágio de meteorização que caracteriza aqueles minerais no solo, será possível definir com relativa facilidade o próprio grau de evolução em que o solo se encontra.

Como se sabe os minerais secundários são tipicamente originados *in situ*, mas no caso particular de algumas rochas-mãe de natureza sedimentar os solos também podem conter materiais de origem secundária herdados da respectiva rocha. É óbvio que, em tal caso, os produtos herdados não dão qualquer indicação quanto à génese do solo, pois eles não se formaram no local em que o solo ocorre mas sim em condições de meteorização que, necessariamente, não terão sido as mesmas das inerentes ao processo próprio desse meio. Por conseguinte, apenas os minerais secundários constituídos *in situ* possuem real valor para aquilatar das condições em que o solo se formou.

De modo diferente, do ponto de vista da utilização do solo já interessa considerar a totalidade dos componentes secundários existentes na argila (independentemente de serem herdados da rocha-mãe ou formados *in situ*), pois o comportamento de um solo nas suas relações com as plantas e o ambiente depende de todos os minerais secundários no seu conjunto e não apenas de uma sua parte.

O interesse do conhecimento da mineralogia da argila (ou seja, dos minerais que constituem a fracção argila) resulta do facto dos minerais secundários apresentarem um conjunto importante de propriedades com enorme alcance nas funções do solo e nas relações solo-planta. Do que se conhece acerca das características e propriedades dos minerais constituintes da fracção argilosa dos solos, é fácil concluir que a mesma constitui de facto a parte quimicamente activa da matéria mineral do solo e exerce, além disso, extraordinária influência nas suas propriedades físicas e químicas. É a parte da fracção mineral responsável pela retenção de nutrientes, bem como pela tamponização e pela agregação dos solos; por outro lado é o lote que mais água retém, por unidade de

peso, e de que essencialmente dependem as várias formas de consistência (adesividade, plasticidade, friabilidade e tenacidade) do solo. Porém, para igualdade de textura, verificam-se diferenças muito acentuadas, quanto à manifestação das propriedades físicas e químicas do solo, consoante a composição mineralógica da argila.

PRINCIPAL BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Barnhisel, R.I. & Bertsch, P. M. 1989 - Kaolin and serpentine group minerals. In J. B. Dixon and S. B. Weed (Co-Editors) *Minerals in Soils Environments* (Second Edition). Soil Science Society of America Book Series, Soil Science Society of America.
- Borchardt, G. 1989 - Smectites. In J. B. Dixon and S. B. Weed (Co-Editors) *Minerals in Soils Environments* (Second Edition), pp. 675-718. Soil Science Society of America Book Series, Soil Science Society of America.
- Bastos de Macedo, J. M. 1983 – *Introdução à Meteorização das Rochas. Comportamento e Distribuição dos Produtos. O Solo na Crusta de Meteorização*. Instituto Superior de Agronomia, Lisboa.
- Botelho da Costa, J. 1950 - *Estudo e Classificação das Rochas por Exame Macroscópico*. A Terra e o Homem (Coleção Agrícola dirigida por Henrique de Barros). Livraria Sá da Costa, Lisboa.
- Botelho da Costa, J.V. 1975 - *Caracterização e Constituição do Solo*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Brady, N.C. & Weil, R. R. 1999 - *The Nature and Properties of Soils*. 12th edition. Macmillan Publishing Company, New York.
- Dixon, J. B. 1989 - Kaolin and serpentine group minerals. In J. B. Dixon and S. B. Weed (Co-Editors) *Minerals in Soils Environments* (Second Edition), pp. 467-519. Soil Science Society of America Book Series, Soil Science Society of America.
- Klein, C. & Hurlbut C.S. 1993 - *Manual of Mineralogy* (after James D. Dana). John Wiley & Sons, New York.
- Sposito, G. 2008 - *The Chemistry of Soils*. Second Edition. Oxford University Press. Oxford.
- White, R.E. 1987 - *Introduction to the Principles and Practice of Soil Science*. 2nd Edition. Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- Van Bremen, N. 1998 - *Plant-Induced Soil Changes: Processes and Feedbacks*. Developments in Biogeochemistry, Volume 4. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.