

MINERALOGIA DO SOLO

Elsa Sampaio – ems@uevora.pt

Departamento de Geociências

Universidade de Évora

2011

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO

2. MINERALOGIA DO SOLO

2.1 MINERAIS PRIMÁRIOS

2.1.1 Importância dos minerais primários no solo

2.1.1.1 Grau de evolução do solo

2.1.1.2 Reserva mineral do solo

2.2 MINERAIS SECUNDÁRIOS

2.2.1 Minerais secundários mais frequentes no solo

2.2.2 Minerais de Argila

2.2.2.1 Caulinite

A - Composição

B - Estrutura

C - Propriedades

2.2.2.2 Esmectite / Montmorilonite

A - Composição

B- Estrutura

C - Propriedades

2.2.2.3 Ilite

A - Composição

B - Estrutura

C - Propriedades

2.2.3 Importância dos minerais de argila no solo

2.2.4 Aluminossilicatos não cristalinos

2.2.5 Óxidos de Al

2.2.6 Óxidos de Fe

2.2.7 Carbonatos

3. RELAÇÕES ENTRE A COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA E MINERALÓGICA DO SOLO

3.1 ELEMENTOS GROSSEIROS

3.1.1 Constituição

3.1.2 Características

3.2 FRACÇÃO ARENOSA - AREIA GROSSA

3.2.1 Constituição

3.2.2 Características

3.3 FRACÇÃO ARENOSA - AREIA FINA

3.4 FRACÇÃO LIMOSA

3.4.1 Constituição

3.4.2 Características

3.5 FRACÇÃO ARGILOSA

3.5.1 Constituição

3.5.2 Características

3.6 QUADRO RESUMO DAS PROPRIEDADES DAS CLASSES GRANULOMÉTRICAS DOS CONSTITUINTES MINERAIS

4. BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUÇÃO

A fase sólida dos solos é composta de uma fracção mineral e uma orgânica. Por sua vez, a fracção mineral divide-se em lotes de dimensões que apresentam diferenças em relação à mineralogia e ao comportamento químico. Na posse deste tipo de informações a possibilidade de tomar decisões correctas no que diz respeito à utilização de um solo é potenciada.

Deste modo, A mineralogia do solo constitui-se em área básica e essencial ao entendimento e desenvolvimento da Ciência do Solo. Ela constitui uma excelente ferramenta para o conhecimento e a avaliação da génese do solo, do seu comportamento físico e químico, além de ser um indicativo da reserva potencial mineral de nutrientes para as plantas.

2. MINERALOGIA DO SOLO

Os minerais do solo pertencem a dois grandes grupos: Minerais primários e minerais secundários.

2.1 MINERAIS PRIMÁRIOS

Os minerais primários são herdados do material originário; mantêm-se praticamente inalterado na sua composição. Como exemplos de minerais primários que se podem encontrar nos solos, referem-se: quartzo, feldspatos, plagioclases, micas, piroxenas, anfíbolos, olivinas, etc.

2.1.1 Importância dos minerais primários no solo

Os minerais primários do solo têm importância para a avaliação do grau de evolução do solo e da sua reserva mineral.

2.1.1.1 Grau de evolução do solo

Assim, no que respeita ao grau de evolução do solo pode observar-se o seguinte:

- Os minerais primários mais abundantes nos solos são o quartzo e os feldspatos – são os mais abundantes nas rochas da crosta terrestre e são os mais resistentes.
- A presença de olivina, augite, hornblenda ou plagioclase cálcica, indicam um estágio inicial de meteorização das rochas e de evolução do solo.
- Um solo derivado de rochas com quartzo, feldspatos e minerais ferromagnesianos e em que predominam o quartzo e o feldspato potássico como minerais primários será um solo muito mais evoluído.

2.1.1.2 Reserva mineral do solo

A capacidade dos minerais primários funcionarem como reserva de nutrientes depende da sua granulometria e resistência à meteorização. Assim pode ter-se:

- Reserva mineral a curto prazo – Minerais ferromagnesianos, feldspatos e outros mais resistentes, todos com dimensão não superior à do limo (<0,02 mm);
- Reserva mineral a médio prazo – Minerais ferromagnesianos (olivinas, anfíbolos, piroxenas e biotite) e plagioclases com dimensão superior à do limo (>0,02 mm);
- Reserva mineral a longo prazo - feldspatos potássicos, moscovite e outros minerais mais resistentes, com dimensão superior à do limo (>0,02 mm).

2.2 MINERAIS SECUNDÁRIOS

Os minerais secundários do solo podem ter 3 origens:

- São sintetizados no próprio solo (*in situ*) a partir dos produtos da meteorização dos minerais primários menos resistentes;
- Resultam de alterações da estrutura de certos minerais primários, que ocorrem também *in situ*;
- São herdados do material originário.

2.2.1 Minerais secundários mais frequentes no solo

Os minerais secundários mais frequentes no solo são: minerais de argila (silicatos de alumínio no estado cristalino), silicatos não cristalinos; óxidos e hidróxidos de alumínio e ferro; carbonatos de cálcio e de magnésio

2.2.2 Minerais de Argila

São silicatos de alumínio no estado cristalino pertencentes ao grupo dos filossilicatos e constituem partículas de diâmetro <0,002 mm (dimensão do lote de Argila) tal como se pode observar na Figura.1.

Figura.1 - Cristais de caulinite
Ampliados 1600 e 9000 vezes
(Brady, 1984).

Para poder compreender melhor todos os conceitos relacionados com a constituição e caracterização destes minerais considera-se importante introduzir alguns conhecimentos básicos de química com aplicação nesta área. Assim:

- Compostos químicos como os minerais são formados por transferência electrónica ou por partilha electrónica entre os átomos reagentes. Os elementos associam-se uns aos outros de acordo com a tendência que eles têm para preencher totalmente a última orbital. De um modo geral, existem duas maneiras principais de ligar elementos químicos; utilizando as chamadas ligações iónicas ou as ligações covalentes. No primeiro caso as ligações fazem-se por transferência electrónica e no segundo, por partilha electrónica

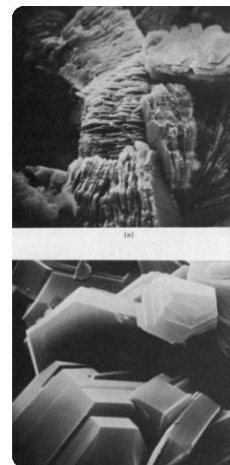
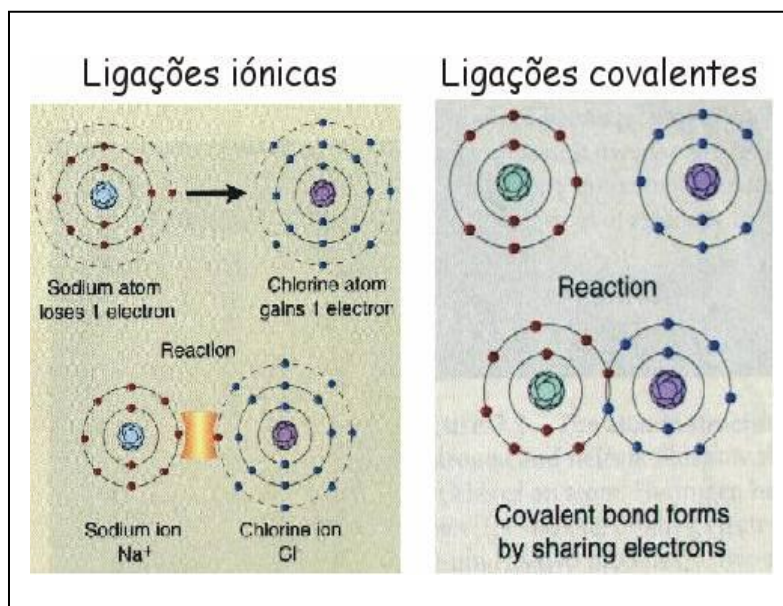


Figura.2 – Tipos de ligações químicas

Assim, tal como se pode observar no esquema da Figura.2, as Ligações por transferência electrónica (Ligações iónicas) podem ser exemplificadas pela formação do cloreto de sódio. O sódio (Na) tem apenas 1 electrão na última orbital, pelo que tem uma enorme



facilidade em o perder de modo a ficar com a última orbital completamente preenchida. Por seu lado, o cloro (Cl) tem 7 electrões na última orbital e por isso tem uma grande apetência por capturar 1 electrão de modo a ficar com esta orbital completamente preenchida e deste modo ficar com a estrutura o mais estável possível.

Por outro lado, as ligações por partilha electrónica (Ligações covalentes) podem ser exemplificadas pela formação dos silicatos. Os silicatos são formados pela

ligação entre átomos de silício e de oxigénio. Quando postos em contacto estes 2 elementos "têm que arranjar uma maneira" de tentarem atingir uma maior estabilidade; isto é possível através das chamadas ligações covalentes, nas quais há como que "empréstimos temporários de electrões". Ao contrário das ligações iónicas, nas quais um electrão deixava de fazer parte de um elemento para passar a pertencer a outro, aqui o que acontece é que há electrões que vão poder circular livremente entre as últimas orbitais de ambos os elementos. Esta livre circulação vai criando pontualmente cargas eléctricas contrárias entre ambos os elementos, as quais ligam fortemente ambos os elementos.

Estrutura dos silicatos

Os silicatos (Figura.3) possuem uma estrutura cuja geometria é dominada pelo arranjo tridimensional dos átomos de silício e oxigénio. Esta disposição segue regras bem definidas determinadas pela natureza química e pela geometria dos próprios átomos.

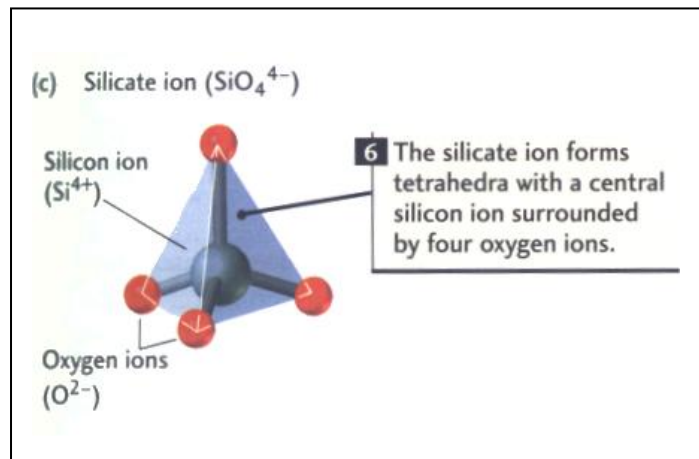


Figura.3 – estrutura dos silicatos

1. Ião silício (Si^{4+}) – pequenas dimensões ($r=0,39 \text{ \AA}$)

- valência positiva = +4

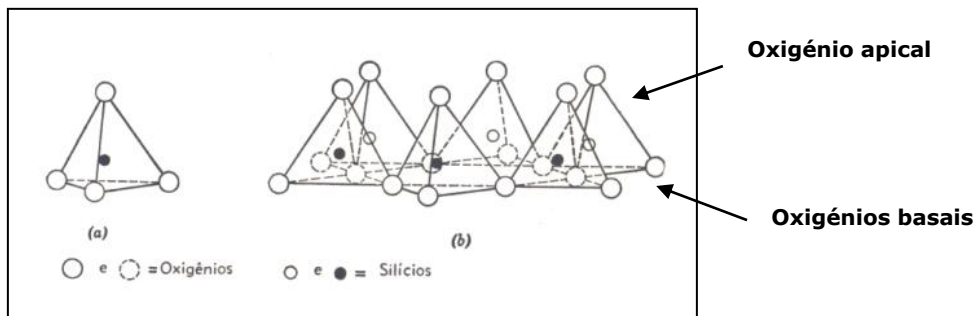
2. Ião oxigénio (O^{2-}) – elevadas dimensões ($r=1,32 \text{ \AA}$)

- valência negativa = -2

Filossilicatos

Formam uma estrutura tridimensional mais complexa porque são partilhados os 3 oxigénios basais de cada tetraedro, originando estruturas planares – camadas tetraédricas, isto é, estruturas que crescem segundo 2 direcções – estruturas planas (Figura.4)

Figura.4 – Camadas tetraédricas da estrutura dos filossilicatos



Como resultante da ligação dos oxigênios basais fica uma estrutura em forma de rede hexagonal (Figura.5)

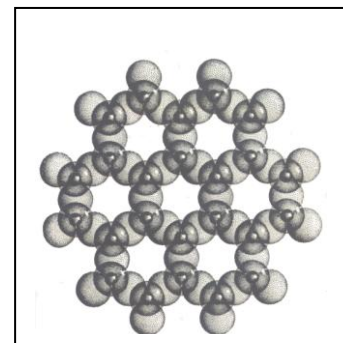
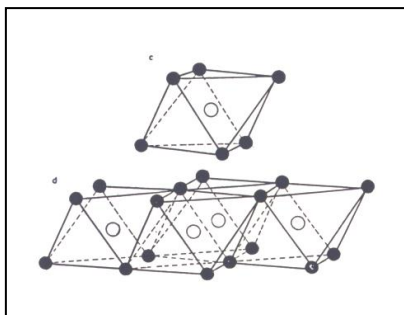
Figura.5 - Estrutura de uma folha de Si_2O_2 

Figura.6 – Esquema de camada octaédrica

Estas camadas de tetraedros unem-se a camadas de octaedros. As camadas de octaedros são unidades octaédricas, repetidas segundo 2 direcções com 1 ião coordenador de Al^{3+} , Fe^{3+} ou Mg^{2+} ao meio, constituindo um plano central, entre dois planos de oxigênios (O^{2-}) ou oxidrilo (OH^-), ou seja, rodeado por 6 iões (Figura.6).

Unidades estruturais dos minerais de argila

Os minerais de argila são constituídos por: unidades tetraédricas com um catião central de Si rodeado por O^{2-} ou OH^- e unidades octaédricas com catião central de Al, Fe ou Mg, rodeado de OH^- ou O^{2-} .

A expansão horizontal destas unidades dá origem a camadas: camada tetraédrica de sílica com os átomos de Si num plano intermédio; camada octaédrica de alumina, com átomos de Al, Mg ou Fe no plano intermédio.

Muitos minerais de argila apresentam substituições isomórficas (substituição dos cátions das unidades tetraédricas e/ou octaédricas, por outros de diâmetro aproximado) o que permite manter as mesmas dimensões mas uma carga menor.

As principais substituições são:

- Si^{4+} pelo Al^{3+} nas camadas tetraédricas;
- Al^{3+} pelo Fe^{2+} ou Mg^{2+} nas camadas octaédricas

As substituições isomórficas originam um excesso de cargas negativas (cargas intrínsecas ou permanentes).

Cristais dos minerais de argila

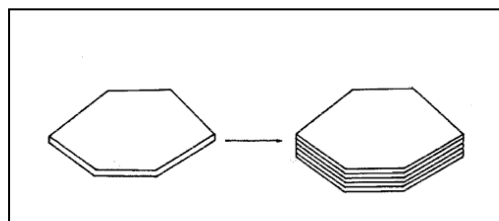
Os cristais resultam do empilhamento das lâminas ou unidades estruturais. A dimensão dos cristais é caracterizada:

- Pela sua extensão lateral, que depende das características das unidades estruturais;
- Pela sua espessura, fortemente condicionada pela natureza das ligações entre as unidades estruturais.

Sobreposição de várias unidades estruturais (Figura.7)

Figura.7 – esquema de sobreposição de camadas

A sobreposição de várias unidades estruturais tetraédricas e octaédricas pode constituir dois tipos de camadas ou lâminas. Chama-se camada 1:1 aquelas que resultam da sobreposição de uma camada tetraédrica com uma camada octaédrica (Figura.8) ou 2:1 aquelas que resultam da sobreposição de uma camada octaédrica com 2 camadas tetraédricas (Figura.9).



- Em cada camada e entre camadas, de cada lâmina ou folheto existem ligações (intralamelares), de natureza covalente (muito fortes).
- Entre lâminas ou folhetos (interlamelares) existem ligações intermoleculares que podem ser de natureza electrostática ou forças de Van derWaals.

Figura.8 – Lâmina ou Folheto 1:1

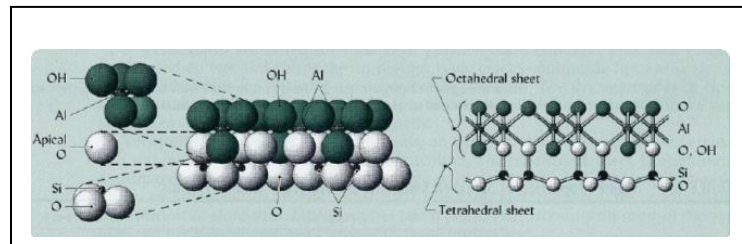
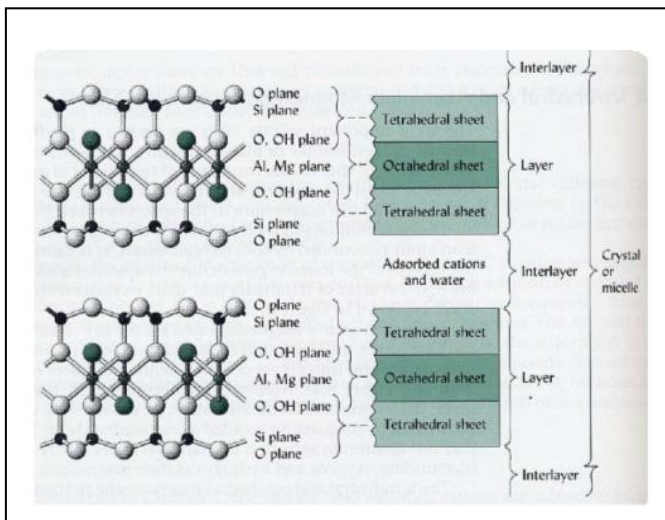


Figura.9 – Lâmina ou folheto 2:1



Características gerais dos minerais de argila

Os minerais argilosos são electronegativos tendo uma estrutura electrostaticamente desequilibrada, o que depende:

- Do excesso de carga negativas que se tornam cargas intrínsecas ou permanentes;
- Das ligações quebradas no rebordo dos cristais;
- Da dissociação dos hidrogénios dos oxidrilos existentes no rebordo dos cristais;
- Das substituições isomórficas: cada substituição faz aparecer na superfície da folha uma carga eléctrica livre o que faz com que cada dois folhetos fique fortemente unido por catiões. EX: $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$; $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ (Figura.10)

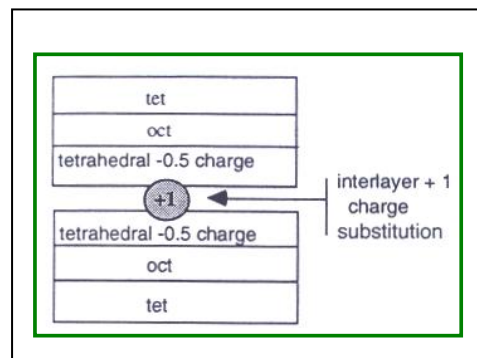


Figura.10 – ligação entre folhetos

Principais grupos de minerais de argila

Os grupos principais são: Caulinite; Talco-Pirofilites; Esmectites - inclui a montmorilonite; Vermiculites; Micas - inclui micas hidratadas (ilite); Clorites. Contudo, para o estudo da pedologia a este nível de profundidade vai-se estudar apenas os três grupos mais representativos que são: Caulinite; Montmorilonite e Ilite.

Aspectos em que diferem:

1. Combinação das camadas tetraédricas (T) e octaédricas(O): T-O ou T-O-T (Figura.11);
2. Tipo de ligações entre as lâminas: fortes ou fracas, diferente natureza dos catiões de ligação: K^+ , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , que resulta em diferentes valores de espaçamento basal - entre as bases de lâminas adjacentes (Figura.11);
3. Existência ou não de substituições isomórficas com maior ou menor retenção de catiões entre folhetos adjacentes (Figura.10)
4. Natureza dos iões existentes no centro das unidades octaédricas

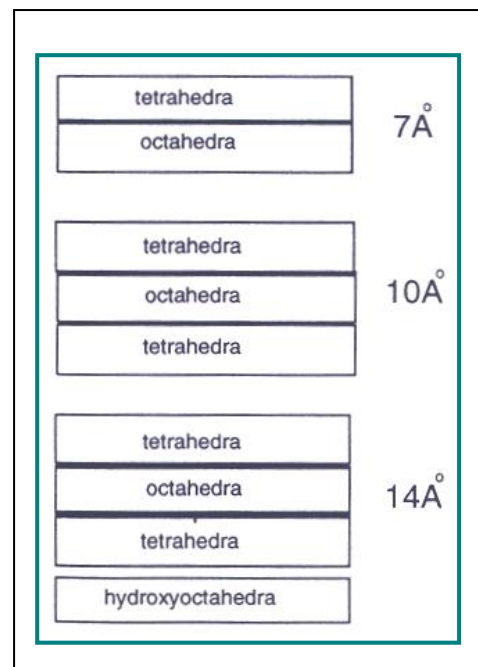
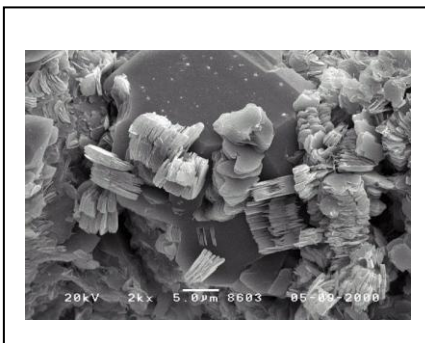


Figura.11 - combinação de camadas



Fonte: <http://webmineral.com/>

2.2.2.1 Caulinite

A - Composição

Na unidade octaédrica os iões centrais são Al

B – Estrutura (Figura.12)

- T-O ou 1:1 – 1 camada tetraédrica de Si + 1 camada octaédrica de Al
- Espaçamento basal – 7 Å
- Ligações entre folhetos adjacentes – Hidrogénio (entre os O dos planos de oxigénio das unidades tetraédricas e os grupos OH⁻ da unidade octaédrica da camada adjacente) o que resulta em ligações fortes
- Substituições isomórficas – não há (ou muito pouco) donde resulta a inexistência de excesso de cargas negativas
- Superfície específica – pequena (apenas dependente das suas faces externas)
- Forma dos cristais – platiformes de contorno hexagonal

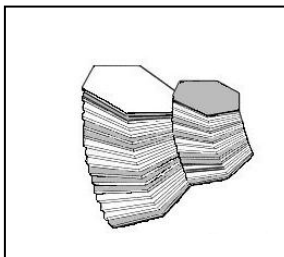
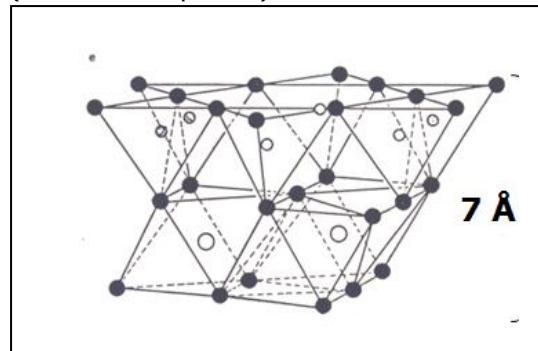


Figura.12 – fonte:
<http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/html/docs/clay.htm>

C – Propriedades

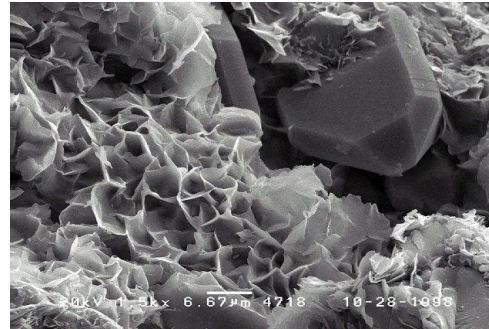
- Expansibilidade – fortes ligações entre folhetos adjacentes
- Carga eléctrica e poder de retenção de água – fraco (mineral pouco electronegativo)
- Capacidade de troca catiónica – baixa (mineral pouco electronegativo)
- Plasticidade – torna-se plástica para teores de humidade relativamente baixos

2.2.2.2 Esmectite / Montmorilonite

fonte: <http://webmineral.com/>

A – Composição

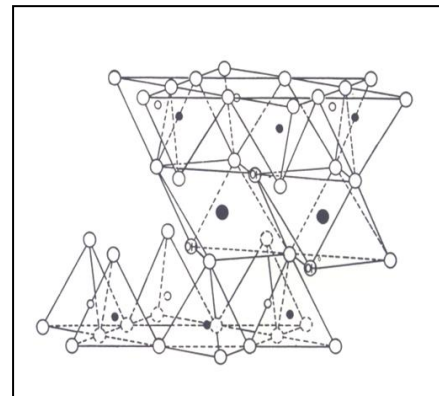
- Mais Fe-Mg.
- Na unidade octaédrica o ião central pode ser Si, Fe ou Mg



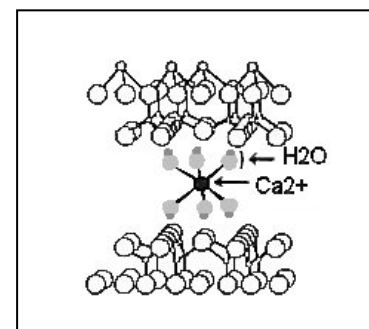
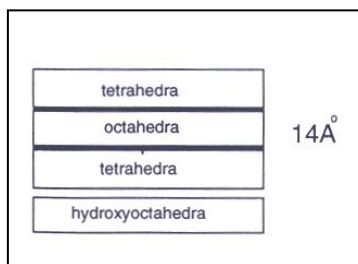
B- Estrutura

Fonte: <http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/html/docs/clay.htm>

- T-O-T ou 2:1 – 2 camadas tetraédricas de Si + 1 camada octaédrica de Al, Fe ou Mg
- Ligações entre folhetos adjacentes – Oxigénio (ligações entre planos de Oxigénio de unidades tetraédricas contíguas), ou seja, ligações fracas (Van der Waals). Isto possibilita de acesso de moléculas de água e orgânicas e de iões permutáveis que se dispõem em várias camadas entre folhetos adjacentes



- Espaçamento basal: Varia consoante o grau de hidratação e espécie de cationes permutáveis existentes: N – 14 Å; G – 17 Å; A (550°C) – 10 Å



- Substituições isomórficas:

- Nas Camadas tetraédricas – não se verificam
- Nas camadas octaédricas – Muitas. As posições octaédricas só em parte são ocupadas por Al que em maior ou menor escala é substituído por Mg ou Fe

- Carga eléctrica: excesso de cargas negativas devido às substituições isomórficas e desequilíbrio eléctrico (os iões permutáveis e as moléculas de água são introduzidos na estrutura para diminuir deficiência de carga);
- Superfície específica: o fácil acesso de moléculas de água + líquidos orgânicos + iões, levam a uma elevada superfície interna (700-800 m²/g); Superfície externa – 80 m²/g
- Forma dos cristais: massas irregulares em partículas muito pequenas

C – Propriedades

1. Expansibilidade – elevada expansibilidade por fracas ligações entre folhetos adjacentes + carga eléctrica negativa
2. Poder de retenção de água – elevado (mineral muito electronegativo)
3. Capacidade de troca catiónica – elevada (mineral muito electronegativo)
4. Plasticidade – plástica para teores de humidade superiores aos da caulinite

2.2.2.3 Illite

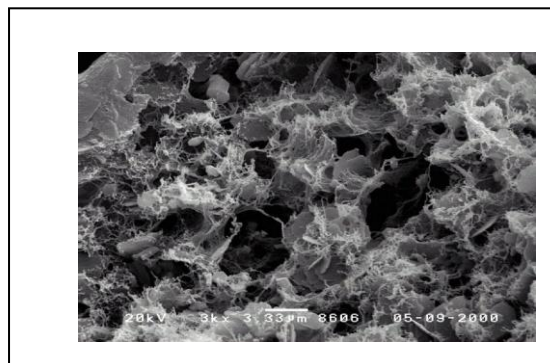
fonte: <http://webmineral.com/>

A – Composição

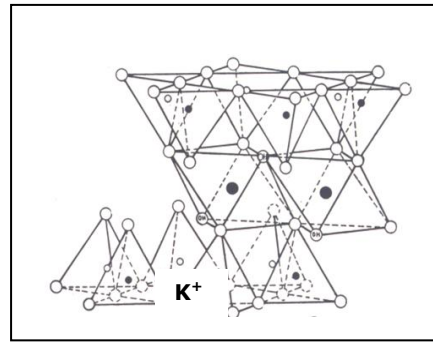
Aluminossilicatos de Al, Mg e K

B - Estrutura

- T-O-T ou 2:1 – 2 camadas tetraédricas de Si e Al + 1 camada octaédrica de Al, Fe ou Mg
- Substituições isomórficas:
 - Nas camadas octaédricas – poucas: Al → Fe, Mg
 - Nas camadas tetraédricas – Muitas; Si → Al

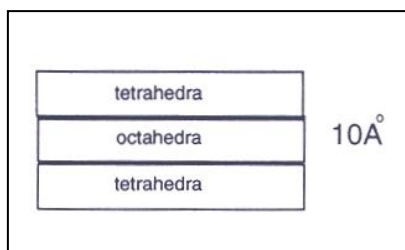


- A deficiência de carga é compensada por iões K^+ , um por cada Si substituído que se situam entre camadas tetraédricas de unidades contígua
- Ligações entre folhetos adjacentes → ligações de potássio (Os iões K^+ funcionam como pontes que ligam folhetos uns aos outros → ligações fortes)



Fonte:
<http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/html/docs/clay.htm>

- Espaçamento basal – retículo fixo



- Carga eléctrica – As substituições isomórficas da camada tetraédrica são compensadas por K^+ . Assim, a carga eléctrica é média devido às pequenas substituições isomórficas na camada octaédrica ($Al^{3+} \rightarrow Fe^{2+}, Mg^{2+}$)

- Superfície específica: Superfície externa – intermédia (30-80 m^2/g); Superfície interna – não tem
- Forma dos cristais – lamelas pequenas mal definidas, em conjuntos irregulares, por vezes com contorno hexagonal

C – Propriedades

1. Expansibilidade – pouco expansível na presença de água ou líquidos orgânicos
2. Poder de retenção de água – intermédio (mineral moderadamente electronegativo)
3. Capacidade de troca catiónica – intermédio (mineral moderadamente electronegativo)
4. Plasticidade – intermédio

2.2.3 Importância dos minerais de argila no solo

- Excesso de carga eléctrica negativa que permite reter catiões
- Grande superfície específica que permite uma grande capacidade de retenção de água.
- Expansibilidade com a absorção de água.
- Sujeitos a dispersão e floculação
- Importantes para a formação da agregação do solo
- Formam ligações estáveis com a matéria orgânica do solo.

2.2.4 Aluminosilicatos não cristalinos

- Existem em alguns solos jovens, principalmente derivados de materiais vulcânicos, alguns minerais com muito pouca cristalinidade.
- Apresentam cristalinidade apenas na ordem de poucos nanómetros e revelam-se desordenados a uma escala maior.
- Predominam as ligações Si-O-Al
- Exemplos: as alofanas e a imogolite.
- As alofanas têm a forma de partículas esféricas irregulares entre 3,5 a 5 nm, que se organizam em agregados.
- As imogolites têm a forma de tubos muito finos de 2-3 nm de diâmetro e com alguns micrómetros de comprimento.
- Estes tubos organizam-se em bandas de 10-30 nm de diâmetro.
- Estes materiais correspondem a fases instáveis que tendem a evoluir para fases cristalinas.

2.2.5 Óxidos de Al

- A gibbsite – $\text{Al}(\text{OH})_3$ – é o hidróxido de Al mais abundante nos solos.

- É mais abundante em solos muito evoluídos.
- Forma camadas octaédricas (dioctaédricas), que crescem pouco segundo a direcção z (vertical).

2.2.6 Óxidos de Fe

- Hematite (α - Fe₂O₃) de cor vermelha forte
- Goetite (α - FeOOH) de cor amarela ou amarelo-laranja
- Lepidocrocite (γ - FeOOH) de cor alaranjada
- Maghemite (γ - Fe₂O₃) de cor vermelho escura ou anegrada
- Ferrihidrite óxido de Fe de fraca cristalinidade, cor intermédia entre a goetite e a hematite. Ocorre nos horizontes B dos podzóis associado a compostos orgânicos
- Magnetite (Fe₃O₄) ocorre na forma de grãos negros magnéticos mas é herdado da rocha mãe.
- São muito abundantes nos solos, dispersos ou concentrados
- São muito característicos pela coloração forte.
- Normalmente existem na fracção argilosa.
- A unidade estrutural básica é octaédrica, em que cada átomo de Fe coordena à sua volta 6 O ou 6 O e OH.
- Os diferentes tipos de óxidos de Fe diferem entre si quanto à forma como os octaedros se organizam entre si. Existem dois tipos de arranjos: hexagonal (alfa - a) e cúbico (gama - g).

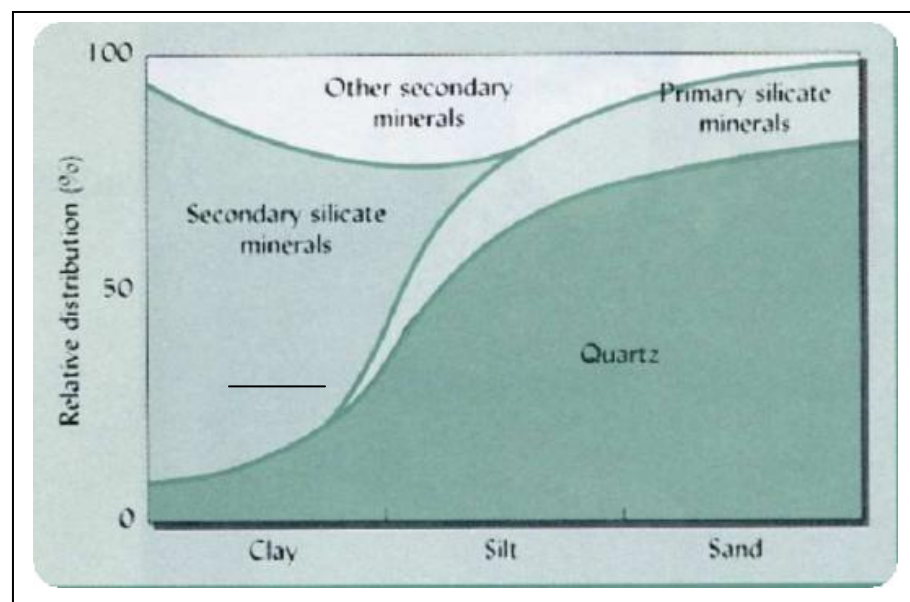
MINERAL	PONTO ISOELÉCTRICO pH
Geles amorfos de Al	8,3
Gibsite	4,8
Geles amorfos de Fe	8,5
Goetite	3,2
Hematite	2,1

- Os óxidos de Fe e Al apresentam carácter anfotérico.

2.2.7 Carbonatos

- Calcite (CaCO_3) e a dolomite (MgCO_3) são os carbonatos mais comuns nos solos.
- Podem formar-se nos solos ou ser herdados da própria rocha mãe, mas neste caso não é de natureza pedogenética.
- As fracções mais activas no solo são as de dimensão do limo e da argila. Quanto mais finamente dividido mais activo é quimicamente, dissolvendo-se com facilidade pela acção das águas com maior concentração de CO_2 .

3. RELAÇÕES ENTRE A COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA E MINERALÓGICA DO SOLO



Fonte: Brady e Weil, 1999

3.1 ELEMENTOS GROSSEIROS

3.1.1 Constituição

- minerais primários e fragmentos de rocha

3.1.2 Características

- variáveis de acordo com a rocha
- praticamente inertes química e fisicamente

3.2 FRACÇÃO ARENOSA - AREIA GROSSA:

3.2.1 Constituição:

- fundamentalmente minerais primários
 - quartzo;
 - feldspato;
 - agregados de quartzo e argila;
 - agregados de minerais de argila.

3.2.2 Características:

- fraco poder de retenção para a água e substâncias dissolvidas;
- muito permeável;
- quase sem plasticidade;
- solta e incoerente quando seca,
- quimicamente é relativamente inerte.

3.3 FRACÇÃO ARENOSA - AREIA FINA:

- propriedades intermédias entre a areia grossa e o limo, sem sofrer variações bruscas

3.4 FRACÇÃO LIMOSA

3.4.1 Constituição:

- minerais primários de reduzida dimensão;
- material ferruginoso e calcário;
- agregados de quartzo e argila;
- agregados de argila;
- minerais de argila.

3.4.2 Características:

- considerável poder de retenção para a água;
- difícil penetração da água no solo;
- plástica quando húmida;
- pouco ou nada pegajosa;
- relativamente tenaz quando seca;
- relativamente inerte quimicamente;
- se rica em mat. calcário e/ou ferruginoso é quimicamente activa afectando a reacção do solo.

3.5 FRACÇÃO ARGILOSA

3.5.1 Constituição:

- minerais de argila;
- óxidos e hidróxidos de Al e Fe

Tipos de argila:

- de acordo com as relações moleculares sílica/alumina (SiO_2/Al_3) e sílica/sesquióxidos [$(\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}_3))$]

TIPO DE ARGILA	RELAÇÕES MOLECULARES	
	SiO_2/Al_3	$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$
Sialítica	> 2	> 2
Fersialítica	> 2	< 2
Ferralítica	< 2	< 2

3.5.2 Características:

- grande superfície específica;
- propriedades coloidais;
- muito activa quimicamente;
- retenção de elementos nutritivos;
- confere poder de agregação;
- elevado poder de retenção para a água;
- muito plástica e pegajosa quando húmida;
- muito tenaz quando seca.

3.6 QUADRO RESUMO DAS PROPRIEDADES DAS CLASSES GRANULOMÉTRICAS DOS CONSTITUINTES MINERAIS

CLASSE GRANULOMÉTRICA	RETENÇÃO IÓNICA	RETENÇÃO DE ÁGUA	PERMEABILIDADE	PROPRIEDADES MECÂNICAS
ARGILA	FORTE	FORTE	FRACA	SECO – TENAZ HÚMIDO – PLÁSTICO E PEGAJOSO
LIMO	FRACA	MÉDIA	FRACA	SECO – POUCO TENAZ HÚMIDO – PLÁSTICO E PEGAJOSO
AREIA FINA	NULA	FRACA	FORTE	SECO – POUCO TENAZ E SOLTO HÚMIDO – POUCO PLÁSTICO
AREIA GROSSA	NULA	NULA	FORTE	SECO – SOLTO HÚMIDO – SOLTO

4. BIBLIOGRAFIA

- Brady, N. C., 1984. *The Nature and Properties of Soils. 9th ed.* Macmillan Publishing Company. New York
- Brady, N.C. & Weil, R.R., 1999. *The Nature and Properties of Soils. 12th ed.* Macmillan Publishing Company. New York
- Bohn, H.L.; McNeal, B.L. & O'Connor, G.A., 1985. *Soil Chemistry. 2nd ed.* John Wiley & Sons. New York
- Carvalho, A. M. G., 1996. *Geologia - Morfogénese e Sedimentogénese;* Universidade Aberta, Lisboa
- Costa, J. B., 1973. *Caracterização e Constituição do Solo.* Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa
- Hillel, D., 1998. *Environmental Soil Physics.* Academic Press. San Diego.
- SSSA (Sociedade Americana de Ciência do Solo), 2002. *Soil Mineralogy with Environmental Applications.* SSSA Book Series 7. USA