



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE AGRONOMIA

DEPARTAMENTO DE SOLOS

**FUNDAMENTOS DA CIÊNCIA DO SOLO
IA 321**

ROTEIRO DE AULAS PRÁTICAS

2ª EDIÇÃO

**CLARICE DE OLIVEIRA
ADELSON PAULO ARAÚJO
NELSON MAZUR**

**SEROPÉDICA
2002**

ÍNDICE

1. MINERAIS NO SOLO	1
2. ROCHAS - MATERIAIS FORMADORES DO SOLO	11
3. COLETA DE AMOSTRAS DE SOLO	20
4. PREPARO DE AMOSTRAS DE TERRA	22
5. PERFIL DO SOLO	24
6. TEXTURA DO SOLO - DETERMINAÇÃO EXPEDITA	27
7. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	28
8. DENSIDADE DO SOLO, DENSIDADE REAL E POROSIDADE	31
9. REAÇÃO DO SOLO	34
10. CAPACIDADE DE TROCA	36
11. MATÉRIA ORGÂNICA	38
12. CAPACIDADE DE RETENÇÃO DE ÁGUA	41
13. MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DO TEOR DE UMIDADE	43

1. MINERAIS NO SOLO

Os minerais são substâncias naturais provenientes de processos inorgânicos definidos e apresentando composição da qual participa um ou mais elementos químicos.

As rochas se constituem de um ou da reunião de dois ou mais minerais. O número de minerais conhecidos é muito grande, contudo, poucas são as espécies presentes na maioria das rochas, particularmente nas rochas ígneas.

Os minerais de rochas e aqueles constituindo o material de formação de solos podem ser divididos em dois grupos: primários e secundários. Não obstante, é necessário dar ênfase ao número relativamente pequeno de minerais primários constituintes das rochas ígneas, através dos quais se originam grupos numerosos de minerais secundários.

Pode se definir: **Mineral primário** – mineral presente nas rochas magmáticas ou metamórficas, que permanece no perfil do solo bem desenvolvido por ser resistente ao intemperismo. Estes minerais são, portanto, formados a altas temperaturas e/ou pressão. **Mineral secundário** – Mineral resultante da decomposição parcial de um outro mineral, tendo estrutura essencialmente herdada ou formado a partir da solubilização de outros minerais. Os minerais secundários podem ser formados a partir da solubilização dos minerais primários, durante o processo do intemperismo destes, as mais baixas temperaturas.

Entre os minerais primários deve ser ressaltada a importância dos silicatos, por constituírem o maior número das espécies presentes em rochas ígneas e na maioria dos solos.

Os minerais também são classificados em **essenciais** e **acessórios**. Os essenciais, dispostos na Série de Bowen (Figura 2-1), são aqueles cuja presença e teor são importantes para a classificação das rochas. Os acessórios são aqueles que, ocasionalmente, podem estar presentes nas rochas. Os minerais primários presentes nos solos são habitualmente estudados pela Série de Bowen.

Quadro 1-1. Composição Mineralógica média das rochas

Quartzo	12,4%
Feldspatos alcalinos	31,0%
Feldspatos Plagioclásios	29,2%
Piroxênios	12,0%
Hornblenda	1,7%
Biotita	3,8%
Muscovita	1,4%
Olivina	2,6%
Nefelina	0,3%
Apatita	0,6%
Minerais de metais pesados	4,1%

A proporção dos minerais nos solos é dependente do seu conteúdo nas rochas matrizes, de sua resistência ao intemperismo, bem como da intensidade desse processo. Depende, ainda, da sua granulometria no material matriz que deu origem ao solo.

As proporções aproximadas das espécies minerais expostas ao intemperismo podem ser observadas no Quadro 1-2, e os oito elementos mais comuns na crosta terrestre, podem ser visto no Quadro 1-3.

Quadro 1-2. Proporções aproximadas das espécies minerais expostas ao intemperismo

Feldspatos	31,0%
Quartzo	12,4%
Minerais de argila e mica	18%
Calcita e Dolomita	9%
Óxidos de ferro	4%
Piroxênio e Anfibólio	1%
Outros	10%

Quadro 1-3. Elementos mais comuns na crosta terrestre

Elementos	Peso (%)
O	46,40
Si	27,72
Al	8,13
Fe	5,00
Mg	2,09
Ca	3,83
Na	2,83
K	2,59

De acordo com o Quadro 1-3, observa-se com nitidez que, na composição da crosta terrestre e, obviamente do material rochoso, há uma predominância dos elementos Oxigênio (O), Silício (Si) e Alumínio (Al). Assim, pode-se idealizar a crosta terrestre e, conseqüentemente, o material rochoso, como uma armação de íons oxigênio unidos, formando configurações por vezes complexas, pelos íons silício e alumínio. Os espaços são preenchidos pelos demais íons dos elementos componentes, dando os mais diversos minerais. Portanto, é de se esperar que os mais abundantes serão aqueles compostos que contenham Si ligado ao O.

1.1. ESTRUTURA DOS SILICATOS

Estes corpos conforme visto anteriormente, se denominam silicatos aluminossilicatos de Fe, Mg, Ca, Na e K, que pela ação do intemperismo dão origem aos solos, tornando assim elementos importantes ao nosso estudo. Na realidade, todos os cátions que aparecem no Quadro 1-3, e muitos outros cátions presentes em quantidades menores na crosta terrestre, existem também em algumas espécies de silicatos. Os cátions que se encontram em um determinado silicato dependem em grande parte da estrutura atômica do mineral. Similarmente a susceptibilidade do mineral a intemperização será também em função da estrutura atômica.

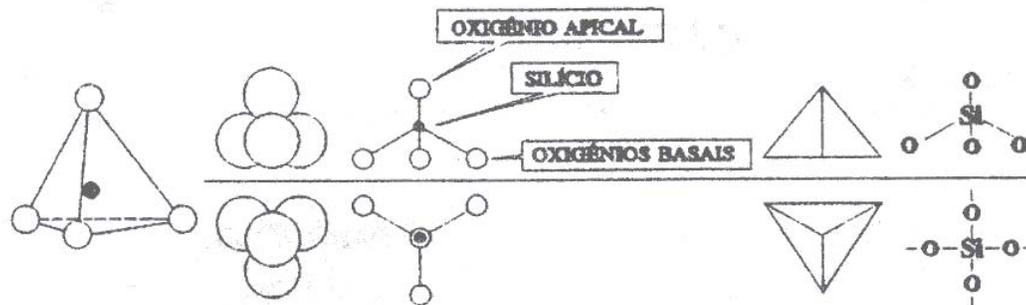
Sabe-se que base de sustentação dos silicatos é o tetraedro de silício (SiO_4^{4-}).

A estrutura real que se forma dependerá da maneira como essas unidades estão ligadas entre si. Os tetraedros de SiO_4 podem existir em unidades independentes (estão unidos por cátions) ou os quatros oxigênios podem estar ligados com outros íons silício para forma cadeias, anéis ou estruturas reticulares (forma de redes). A estrutura dependerá assim do número relativo de unidades que a integra, além de seus tamanhos e propriedades e polarização.

A unidade fundamental dos silicatos é o ânion (SiO_4^{4-}), este ânion é formado por um íon Si^{4+} cercado por 4 íons O^{2-} que ocupam o vértice de um tetraedro hipotético em cujo centro esta o cátion ("tetraedro de sílica"). As forças repulsivas entre órbitas de igual magnitude de carga determinam a colocação dos átomos de oxigênio nos

vértices de um **tetraedro** tendo no centro o silício (Figura 1-1). Estas unidades estruturais quando polimerizadas formam a lâmina tetraédrica.

Formas de representar o tetraedro de sílica



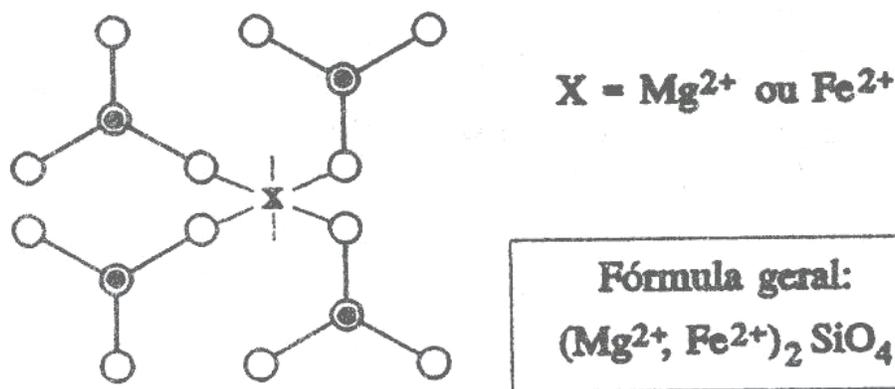
Fonte: Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos- Tabelas. Nascimento,R.A.M. 1998

Figura 1-1. Tetraedro de silício, unidade básica dos nesossilicatos.

1.1.1. NESOSSILICATOS

(do grego *nesos* = ilha, tetraedros isolados)

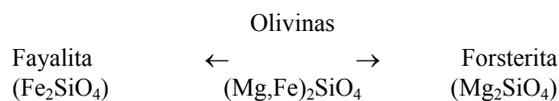
Estes minerais estão formados por unidades independentes de SiO_4 (isto é, sem compartilhamento de oxigênios). As cargas negativas dos tetraedros são atendidas apenas por Fe^{2+} e/ou Mg^{2+} , que os interligam. As olivinas são o mais comum desses minerais tendo por fórmula: $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$.



Fonte: Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos- Tabelas. Nascimento,R.A.M. 1998

Figura 1-2. Tetraedros compartilhando um oxigênio comum (sorossilicatos) $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$

As olivinas são minerais de cor verde que integram uma série isomórfica com forsterita (Mg_2SiO_4), e fayalita (Fe_2SiO_4) como espécies finais:



Estabilidade: as olivinas intemperizam-se com facilidade. Por este motivo, quase não são encontradas no solo e em sedimentos.

Produtos do intemperismo: argilas silicatadas, óxi-hidróxidos de Fe, sílica coloidal e solutos.

1.1.2. INOSSILICATOS:

(do grego *inos* = fio, fibra)

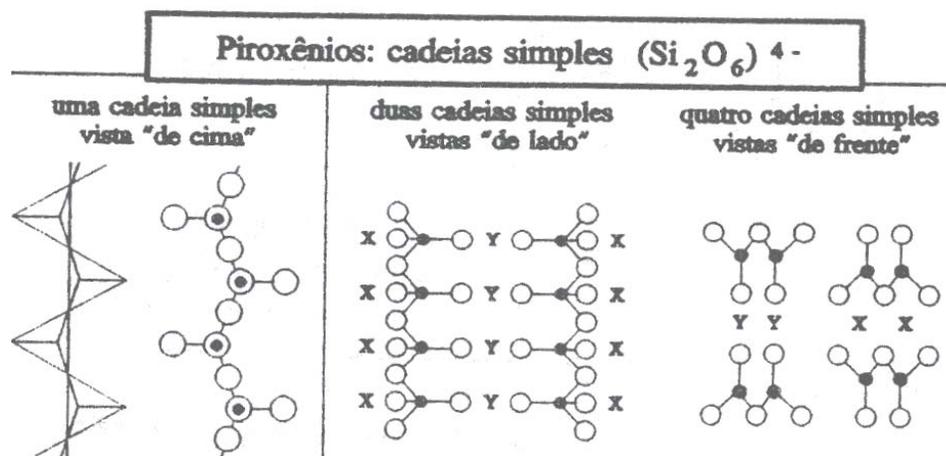
a) Cadeia simples

Esta estrutura característica dos piroxênios compreende o enlace de dois oxigênios de cada tetraedro para formar uma cadeia simples e comprida. Unidades $(\text{SiO}_3)_n^{-2}$ ou Si_2O_6 .

As cadeias podem permanecer ligadas por Mg^{++} como no caso da **Enstatita**

(Mg SiO_3) ou por Mg^{++} ou Fe^{++} como no caso do **Hipêrstenio**. A **Augita** é o mineral mais comum deste grupo, cuja fórmula é: $\text{Ca (Mg, Fe, Al) (SiAl)}_2\text{O}_6$.

Os piroxênios estão geralmente representados nos solos pela augita, mineral ferromagnésiano escuro comum em basaltos e outras rochas ígneas básicas.



Fonte: Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos- Tabelas. Nascimento,R.A.M. 1998

Figura 1-3. Inossilatos de cadeia simples $(\text{SiO}_3)_n^{-2}$

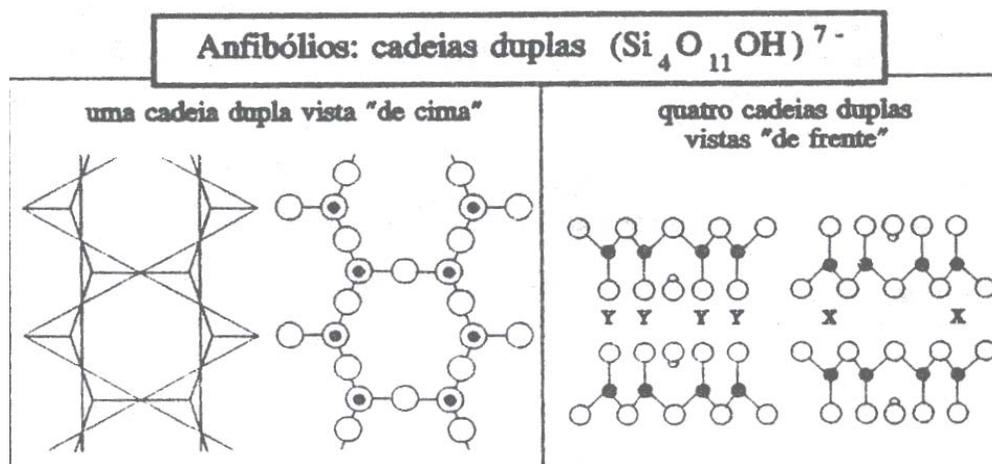
b) Cadeias duplas

Esta estrutura é característica dos **anfíbólios** e se forma mediante a junção de duas cadeias simples, de modo que se unam por meio de 2,5 oxigênios para cada tetraedro. A unidade básica é: $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_n^{-6}$. A **hornblenda** $(\text{NaCa})_2(\text{Mg, Fe, Al})_5(\text{SiAl}_4\text{O}_{11})$ é um dos minerais mais abundantes deste grupo dos anfíbólios que se encontram nas rochas.

A composição dos anfíbólios pode ser representada por uma série isomorfa, com **tremolina** $\text{Ca}_2 \text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})_2$ e **actinolita** $\text{Ca}_2 \text{Fe}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$ nos extremos.

Série isomorfa - fenômeno pelas qual substancias de composição química análoga se apresentam sob constituição cristalina praticamente idêntica.

Os inossilatos apresentam esfoliação em duas direções paralelas às cadeias de tetraedros. Esta esfoliação debilita a estrutura e facilita sua alteração.



Fonte: Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos- Tabelas. Nascimento,R.A.M. 1998

Figura 1-4. Inossilicato de cadeia dupla – $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_n^{-6}$

Estabilidade: Piroxênios e anfibólios também intemperizam-se com facilidade (menor que as olivinas), de modo que são raros no solo e em sedimentos

Produtos do intemperismo: argilas silicatadas, óxi-hidróxidos de Fe, Al, Mn e Ti, sílica coloidal e solutos.

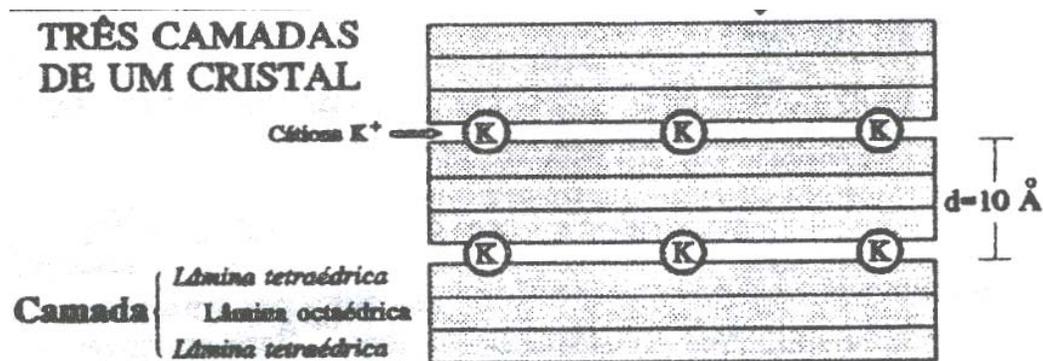
1.1.3. FILOSSILICATOS:

(do grego *phylon* = folha, lâmina)

Esta estrutura é característica das micas.

O cristal, formado pelo empilhamento de camadas muito delgadas, tem aspecto semelhante ao de uma pilha de folhas de papel.

As camadas apresentam estrutura em lâminas. A biotita e muscovita são chamadas de silicatos laminares 2:1 onde os íons em coordenação octaédrica se unem aos oxigênios apicais de duas lâminas de tetraedros. A relação 2:1 se refere ao número de camadas de cátions em coordenação tetraédrica e relação ao número de camadas de cátions em coordenação octaédrica. Assim, esses minerais, diferentes dos demais estudados, apresentam em suas estruturas, além da unidade tetraedro de silício, outra unidade estrutural, os octaedros.



Fonte: Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos- Tabelas. Nascimento,R.A.M. 1998

Figura 1-5. Estrutura de um filossilicato

Os octaedros consistem em um cátion (Mg^{2+} , Fe^{2+} ou Al^{3+}) cercado em disposição octaédrica (o cátion está em coordenação VI); estas unidades quando polimerizadas formam a lâmina octaédrica.

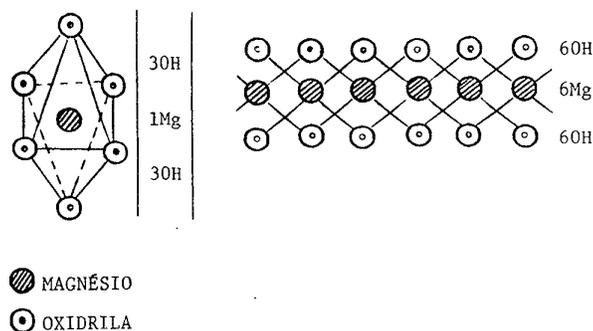
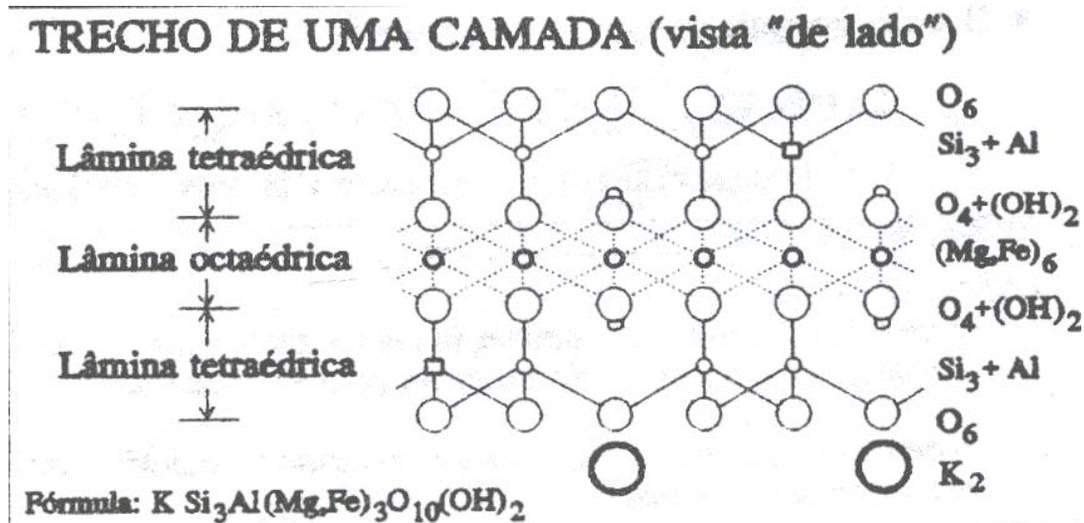


Figura 1-6. Exemplo de lâmina trioctaedral.

Biotita

A **Biotita** apresenta coloração preta, chamada de mica preta. É um Silicato ferromagnésiano de potássio: $\text{KSi}_3\text{Al}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_2$. Estruturalmente, é um Filossilicato 2:1 onde a lâmina mediana (octaédrica) apresenta como íon central Mg^{2+} ou Fe^{2+} em todas as posições possíveis para o equilíbrio da estrutura.

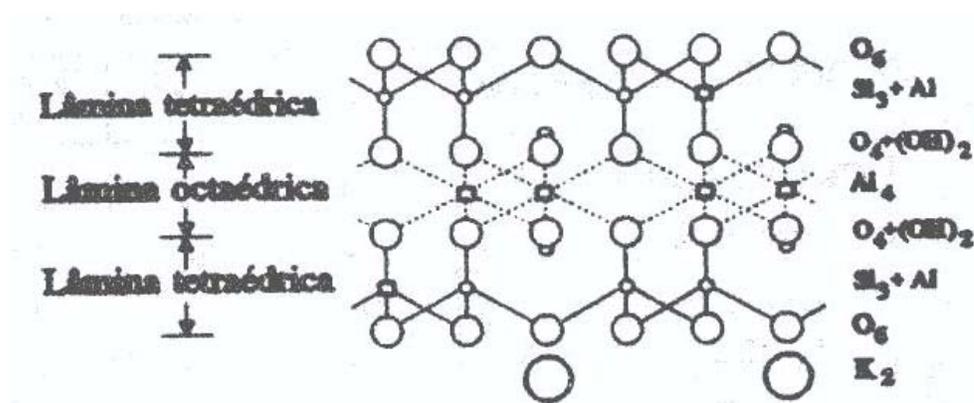


Fonte: Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos- Tabelas. Nascimento, R.A.M. 1998

Figura 1-7. Exemplo de um mineral trioctaedral – Estrutura dos Biotita.

Muscovita

Mica de coloração branco-amarelada, chamada de mica branca. Silicato ferromagnésiano de potássio: $\text{KSi}_3\text{Al}(\text{Al})_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. É um Filossilicato 2:1, semelhante à biotita, da qual difere na lâmina mediana (octaédrica), que contém apenas Al^{3+} e em apenas 2/3 das posições possíveis.



Fonte: Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos- Tabelas. Nascimento,R.A.M. 1

Figura 1-8. Exemplo de uma lâmina dioctaedral -Estrutura da Muscovita

Estabilidade: A biotita se decompõe com mais facilidade que a muscovita por apresentar em sua estrutura o Fe^{2+} que se oxida facilmente e o Mg^{2+} que tende a interagir hidroxilas. A muscovita é muito resistente ao intemperismo, mas também se decompõe.

Produtos do intemperismo: argilas silicatadas, hidróxido de alumínio, sílica coloidal e $\text{K}^+(\text{aq})$. Essas micas são importantes fornecedoras de K para os solos.

Nos solos as micas não são encontrados nas partículas areia e silte no solo. A muscovita é mais comum que a biotita devido a sua maior resistência ao intemperismo.

1.1.4. TECTOSSILICATOS

(do grego *tektos* = armação) (silicatos reticulares)

Estruturalmente representam o mais elevado grau de polimerização dos silicatos. Os tetraedros SiO_4 ligam-se em uma trama tridimensional, em tetraedros vizinhos (Figura 1-9). Composição básica é SiO_2 . Os exemplos mais comuns são o quartzo feldspatos e feldspatóides.

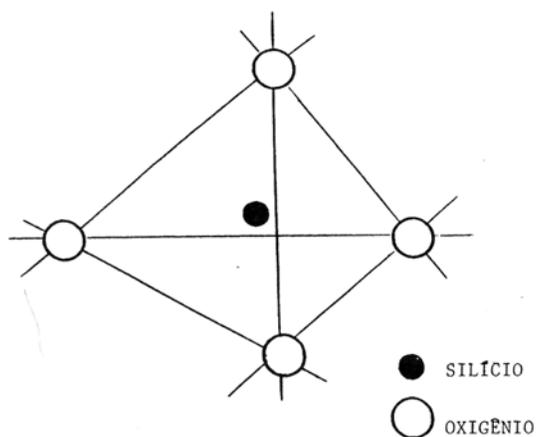


Figura 1-9. Representação esquemática da estrutura de tectosilicatos de composição SiO_2 .

Feldspatos

Compõem o grupo dos mais comuns minerais das rochas e da própria crosta terrestre.

O quartzo (SiO_2) é constituído por tetraedros SiO_4 onde não há substituição. Nos feldspatos ocorre substituição isomórfica, deste modo, parte dos tetraedros esta ocupada por Al^{3+} ao invés de Si^{4+} . As cargas negativas então excedentes são compensadas por cátions K, formando os Feldspatos Potássicos, ou por cátions Ca^{2+} e/ou K^+ (nos plagioclásios).

A **substituição isomórfica** se refere à ocorrência de uma espécie iônica em lugar de outra sem que se altere a estrutura cristalina. Ex: Al^{3+} no lugar do Si^{4+} .

Feldspatos Calco-sódicos (Plagioclásios)

Os feldspatos plagioclásios podem ser considerados uma isomorfa. Os termos extremos são :



Os termos extremos dessa série são nomeados de acordo com a % de CaO e de Na_2O .

CaO %		Na ₂ O %
100	Anortita	0
90		10
70	Bitownita	30
50	Labradorita	50
30	Andesita	70
10	Oligoclásio	90
0	Albita	100

Da Anortita a Albita cresce o teor de Na^+ e decresce o de Al^{3+} .

Neste mesmo sentido, cresce a resistência ao intemperismo.

A energia de ligação tetraédrica Al-O é de aproximadamente 1800 Kcal e a da ligação Si-O de 3000 Kcal, sendo, portanto, os tetraedros ocupados pelos cátions de alumínio menos resistentes.

Quanto maior a quantidade de substituição de Si por Al (substituição isomórfica) na estrutura do mineral mais susceptível este se torna à decomposição.

Estabilidade: Comparativamente, os plagioclásios são tão pouco resistentes ao intemperismo quanto os minerais ferromagnesianos.

Produtos do intemperismo: argilas silicatadas, hidróxido de alumínio, sílica coloidal, $Ca^{2+}(aq)$ e $Na^+(aq)$.

Feldspatos Potássio (Ortoclásio)

Estruturalmente é um tectossilicato: KSi_3AlO_8

Apresenta coloração rósea.

Estabilidade: Decomponível, porém mais resistente que os plagioclásios e os ferromagnesianos.

Produtos do intemperismo: argilas silicatadas, hidróxido de alumínio, sílica coloidal e $K^+(aq)$.

Os feldspatos são encontrados na areia e silte e, somente em pequenas quantidades, na argila. O ortoclásio é mais abundante do que o plagioclásio. A quantidade de feldspato no solo depende da composição da rocha da qual este foi formado e da intensidade de intemperização que tenha ocorrido. O ortoclásio e albita são de resistência média ao intemperismo, enquanto a anortita é de baixa. No solo, o feldspato pode ser a fonte de K para as plantas. A liberação pelo intemperismo, entretanto, é muito lenta para atender a necessidade imediata das plantas em uma estação de crescimento.

Quartzo

Estruturalmente é um tectossilicato em que todos os tetraedros estão ocupados por Si^{4+} . Apresenta a fórmula SiO_2 .

Normalmente sem cor ou branco (Quartzo hialino), mas pode se apresentar colorido pela presença de impurezas. A presença de Ti confere ao quartzo cor azul, de Ti e Mn cor rósea, de Fe e Mn cor violeta (ametista), de Ni cor verde, de Cr cor vermelha e de elementos radioativos e matéria orgânica cor fume (Quartzo esfumado).

O quartzo é o mais comum e abundante mineral presente na maioria dos solos. Em solos argilosos é encontrado em pequenas quantidades. Devido sua abundância nos solos arenosos, o quartzo e areia tem sido usado como sinônimo. No entanto quando determinações mineralógicas são feitas, a areia no solo contém muitos outros minerais.

O quartzo é muito insolúvel, tanto na água como nos ácidos. Por não apresentar clivagem e elevada dureza (7), não é rapidamente reduzido no tamanho da partícula. O baixo coeficiente térmico de expansão resulta em insensibilidade a mudanças rápidas de temperatura e conseqüentes redução no tamanho da partícula. Como um resultado desta alta resistência ao intemperismo químico e físico quando colocado em um ambiente de intemperismo, acumula com o tempo, à medida que minerais mais susceptíveis decompõem e decrescem em quantidade.

Estabilidade: Quando em dimensões maiores que a da fração argila, é praticamente indecomponível. Por esta razão, é o mais comum componente da fração areia dos solos e sedimentos.

1.1.5. MINERAIS ACESSÓRIOS

Apatitas

Mineral apresentando a formula geral $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, existem apatitas várias cores sendo tons de verde ou marrom os mais comuns.

- (F) Fluorapatita (mais comum)
- (Cl) Cloroapatita
- (OH) Hidroxiapatita

Este mineral se apresenta em pequenas quantidades nas rochas. Alguns folhelhos e calcários são ricos em fosfatos, contendo algumas camadas com mais de 50% de fosfatos. Estas são chamadas de fosforitas ou rochas fosfatadas e, quando suficientemente ricas e extensivas, são exploradas para produzir fertilizante fosfatado.

A apatita é a fonte original do fosfato do solo. A quantidade encontrada depende do conteúdo de apatita na rocha mãe e da intensidade e duração do intemperismo que tem ocorrido. No solo, ela é encontrada na areia e silte e tem resistência média a alta ao intemperismo, dependendo das condições do solo. Se o solo é alcalino a neutro, a apatita tem uma alta resistência, enquanto em solo ácido, a resistência é apenas média. Em solo ácido, ela é lentamente transformada para um fosfato de ferro ou alumínio, ou é adsorvido por argila, para formar um complexo insolúvel argila-fosfato. Conseqüentemente, em solo intemperizado, a maior parte do fosfato é encontrada na argila. Considerando que os ânions fosfatos reagem rapidamente com vários constituintes do solo (argila mineral, óxidos hidróxidos de ferro e alumínio), estes são muito imóveis no solo.

Óxidos, Hidróxidos e óxido-hidróxidos

Este grupo compreende a Hematita (Fe_2O_3), a Goetita $\text{FeO}(\text{OH})$ e a Gibsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$).

A goetita é marrom-amarelada a marrom-escura. A hematita é marrom-avermelhada, cinza-aço, ou preta e pode ter aparência metálica. A gibsita é normalmente branca, mas pode ser rosa, verde, cinza ou marrom-clara.

A goetita e/ou hematita são constituintes comuns nas rochas sedimentares e são as causas da coloração amarela, laranjas, marrons e vermelhas. Nas outras rochas são raras. A gibsita é um dos constituintes da bauxita, um material encontrado em áreas tropicais, o qual é um dos minérios mais explorados para a produção de alumínio.

A coloração vermelha, laranja e/ou amarela a marrom nos solos é causada pela presença de goetita e hematita, o qual comumente ocorrem como cobertura na superfície de partículas de todos os tamanhos, em particular, as partículas argilas. A gibsita é encontrada em solo altamente intemperizados nas regiões tropicais e subtropicais. Em alguns destes solos a gibsita e óxidos hidróxidos de ferro são os constituintes mais abundantes. Neste caso, a intemperização tem sido suficientemente intensa para remover, por lixiviação, praticamente todos os elementos exceto ferro férrico e alumínio, os quais formam óxidos altamente insolúveis e são, portanto, muito imóveis. No passado, estes solos foram chamados de lateritas, mas hoje são conhecidos como Oxissolos.

Além de ser uma possível fonte de nutriente para a planta, o ferro, estes minerais de ferro proporcionam um indicador de lixiviação e do estado de drenagem do solo. Nos solos chamados Podzóis, ocorre à presença de um horizonte esbranquiçado próximo à superfície, onde grande parte do óxido-hidróxidos de ferro foi removido. O estado de drenagem do solo também pode ser indicado pelos óxidos hidróxidos de ferro. Os solos bem drenados têm oxigênio suficientemente presente para manter o ferro em um estado férrico, o qual resulta cores vermelho-brilhante, marrom e laranja. Se os espaços de poros no solo são preenchidos por água, reduzindo o suprimento de oxigênio por um período longo de tempo durante o ano, parte do ferro férrico é reduzido a ferro ferroso e a cor cinza torna-se mesclada com a vermelha quando condições de oxidação se alternam com condições de redução. Este fenômeno é chamado mosqueamento. O grau de desenvolvimento do mosqueamento no solo pode ser usado para medir o estado de drenagem.

Carbonatos

Este grupo compreende principalmente a Calcita (CaCO_3) e Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$).

Esses minerais podem ser detectados pela rápida evolução de dióxido de carbono, *efervescência*, sobre reação com ácido diluído. O ácido comumente usado é o HCl.



A calcita e a dolomita podem ser distinguidas pela suas diferenças na reatividade com ácido. A calcita reage rapidamente, independente do tamanho da partícula. A dolomita reage lentamente quando o tamanho da partícula é grande, mas muito mais rapidamente quando pulverizada. Se for necessário arranhar o material para causar efervescência, o mineral é dolomita.

São mais comuns nas rochas sedimentares. Se a calcita é dominante, a rocha é denominada de calcário ou calcário calcítico. Quando a dolomita é preponderante, é chamada de dolomita ou calcário dolomítico.

As rochas carbonatadas são as fontes de materiais calcários usados para neutralizar a acidez do solo e proporcionar nutrientes para as plantas, Ca e Mg.

O carbonato de cálcio permanece no solo somente em áreas áridas e semi-áridas. Quando mais baixa a pluviosidade, mais próximo à superfície os carbonatos são encontrados. A camada dura e cimentada formada próxima à superfície do solo, resultante da acumulação de carbonatos, é denominada de caliche. Quando a chuva excede 640 mm por ano, como em áreas úmidas, o carbonato é lixiviado completamente para fora do solo.

2. ROCHAS - MATERIAIS FORMADORES DO SOLO

2.1. ROCHAS ÍGNEAS

2.1.1. CLASSIFICAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS

Dadas às características do seu ambiente de formação, existem inúmeros tipos de rochas ígneas. A classificação destas rochas pode ser feita de acordo com diferentes critérios, a saber:

Profundidade de Formação da Rocha

O magma, no seu movimento no interior do globo terrestre, pode atingir ou não a superfície e têm-se, desse modo, os seguintes tipos de rochas:

1. Vulcânicas ou extrusivas, onde o resfriamento e a consolidação do magma se deu à superfície. Neste caso o resfriamento do magma é rápido, uma vez que está em contato direto com a atmosfera.

Ex.: basalto, riolito

2. Plutônicas ou intrusivas, que são formadas em grandes profundidades, sendo o resfriamento do magma lento, já que as perdas de calor são menores.

Ex.: gabro, granito

Granulometria

Em função do tamanho dos grãos minerais nelas presentes, as rochas podem ser divididas em:

1. Faneríticas ou grosseiras, cujos minerais são facilmente perceptíveis a olho nu.

Ex.: granito, gabro

2. Médias, cujos minerais são moderadamente visíveis a olho nu.

Ex.: microgranito, diabásio

3. Afaníticas ou finas, nas quais é impossível a distinção dos minerais, a olho nu.

Ex.: basalto, riolito.

Teor de SiO₂

É um critério químico relacionado com a quantidade de sílica total na rocha, sendo assim divididas:

1. Ácidas: SiO₂ > 65%

Tais rochas sempre contém uma proporção expressiva do mineral quartzo. Ex.: Granito

2. Intermediárias: 54% < SiO₂ < 65%

São ricas em silicatos havendo, porém, pouco ou nenhum quartzo. Ex.: sienito

3. Básicas: 45% < SiO₂ < 54%. Ex.: Basalto (básica);

4. Ultrabásicas: SiO₂ < 45%

São rochas que não contém quartzo. Ex.: Periodito (ultrabásica)

Cor ou Porcentagem de Silicatos Ferromagnesianos

A presença de Fe e Mg na composição dos silicatos faz com que eles tenham colorações escuras. A maior ou menor presença destes silicatos faz com que a rocha seja mais escura ou mais clara. Assim, temos:

1. Félsicas ou leucocráticas: rochas de cores claras. Ex. Granito, Riolito.
2. Máficas ou melanocráticas: rochas de cores escuras. Ex. Basalto, Gabro.
3. Mesocráticas: rochas de cores intermediárias. Ex. Sodalita-sienito

Composição Mineralógica

É critério fundamental para a denominação da rocha. Os minerais mais importantes para a classificação são: feldspatos potássicos, plagioclásios (feldspatos cálcio-sódicos), quartzo, biotita, anfibólios (hornblenda, por exemplo), piroxênios, olivinas e os feldspatóides. São então avaliadas as proporções médias dos minerais contidos na rocha e atribuída a denominação Figura 2-1.



Figura 2-1. Minerais essenciais nas rochas ígneas, dispostas segundo a Série de Bowen-Goldish

Feldspatóides são minerais, semelhantes aos feldspatos, mas com menos sílica em sua composição, pois os mesmos se formam quando não há, no magma, sílica suficiente para formar feldspatos.

2.2. ROCHAS SEDIMENTARES

As rochas sedimentares são formadas através da consolidação de sedimentos, que consistem de materiais originados da destruição, alteração de rochas pré-existentes. O processo denominado de diagênese ou litificação.

Assim, a formação de uma rocha sedimentar decorre de uma sucessão de eventos, que constituem o chamado ciclo sedimentar. As etapas do ciclo sedimentar são:

- ◆ Decomposição de rochas pré-existentes (intemperismo)
- ◆ Remoção e transporte de produtos do intemperismo
- ◆ Deposição dos sedimentos
- ◆ Consolidação (endurecimento) dos sedimentos.

2.2.1. CLASSIFICAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DAS ROCHAS SEDIMENTARES

Ao final do ciclo sedimentar tem-se a formação das rochas sedimentares.

Em função das características do ciclo, há basicamente três grupos de sedimentos:

- a. Detríticos (fragmentos),
- b. Químicos (solutos) e
- c. Orgânicos

Que originam dois grupos de rochas sedimentares:

- a. Rochas sedimentares clásticas (fragmentárias ou detríticas)
- b. Rochas sedimentares químicas e orgânicas

2.2.2. ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS

São formadas por minerais detríticos, resistentes, que suportam transporte sem se decomporem, e/ou minerais secundários. As rochas clásticas podem ser subdivididas segundo as classes de tamanho dos sedimentos.

Diâmetro (mm)	Sedimento não consolidado (partícula)	Sedimento consolidado (rocha)
> 2,0	Cascalho →	Conglomerado Brecha
0,05 - 2,0	Areia →	Arenito
0,002 - 0,05	Silte →	Siltito
< 0,002	Argila →	Argilito Folhelho

2.2.3. ROCHAS SEDIMENTARES QUÍMICAS OU ORGÂNICAS

Rochas Sedimentares Químicas são formadas por minerais quimicamente precipitados, tais como a calcita e dolomita (calcários), a sílica (cherts), a halita e silvita (evaporitos).

Rochas Sedimentares Orgânicas são originadas pela precipitação e/ou acúmulo de materiais orgânicos animais ou vegetais, tais como esqueletos (diatomitos), conchas (coquinas), carapaças (recifes de coral), restos de vegetais (carvão).

Por serem formadas por deposição de sedimentos as rochas sedimentares, em sua maior parte, apresentam uma estrutura muito característica: a estratificação. A estratificação pode ser visualizada pela variação de cor e/ou granulometria em camadas (estratos) paralelas na rocha, que se devem às variações mineralógicas e/ou texturais dos sedimentos.

2.3. ROCHAS METAMÓRFICAS

As rochas sedimentares são formadas, de modo geral, pela desintegração e/ou decomposição de rochas pré-existentes, com posterior transporte dos detritos ou fragmentos, culminando o processo com a deposição ou sedimentação dos produtos da erosão, perto ou longe da área fonte que forneceu o material. Assim, as condições de pressão e temperatura em que se formam as rochas sedimentares conseqüentemente aproximam-se ou são idênticas às da superfície terrestre.

Por outro lado, as rochas ígneas derivam-se da solidificação de um magma e se cristalizam a temperaturas no geral, desde 100°C até 600°C, sob condições de pressão variando desde atmosféricas (caso de lavas) até alguns milhares de atmosferas (condições de profundidades de 20 km; caso das rochas plutônicas).

As rochas sedimentares, bem como as magmáticas, quando soterradas a profundidades de 3 a 20 km em determinados ambientes geológicos onde atuam altas pressões e temperaturas (que oscilam desde 100 a 600°C), tornam-se instáveis. Os minerais originais transformam-se, através de reações mútuas ou mudanças no sistema de cristalização, em novos minerais. Assim, a rocha passa a ter uma nova composição mineral e novas texturas e estruturas aparecem.

Uma rocha metamórfica é então, aquela resultante da transformação de rochas pré-existentes, sob a influência de agentes de origem interna, tais como pressão, temperatura e fluidos gasosos (CO₂ e H₂O, principalmente). Esse conjunto de transformações constitui o metamorfismo.

O metamorfismo se dá, dessa forma, em um intervalo relativamente amplo de pressões e temperaturas de tal forma que as rochas podem ser mais ou menos metamorfizadas. Para possibilitar a diferenciação dessas rochas, o intervalo de pressões e temperaturas, no qual se dá o metamorfismo é dividido em graus metamórficos: incipiente, fraco, médio e forte, conforme a atuação dos agentes pressão e temperatura seja mais intensa. Geralmente com o aumento do grau metamórfico ocorrem mudanças na mineralogia e um aumento de granulometria (tamanho nos grãos dos minerais).

Rochas de grau metamórfico incipiente mostram poucas diferenças em relação às originais, enquanto as rochas de alto grau metamórfico guardam pouca ou nenhuma feição da rocha original. Acima do grau metamórfico forte, começa a ocorrer a refusão parcial da rocha - já que os minerais têm diferentes pontos de fusão - e tem-se rochas de natureza híbrida metamórfica-ígneas, como é o caso dos migmatitos. Uma seqüência típica de grau metamórfico crescente é:

Ardósia → filito → xisto → gnaisse

onde estão facilmente perceptíveis as modificações mineralógicas e texturais.

Devido à ocorrência comum de pressões dirigidas nos ambientes metamórficos, estas rochas, mostram comumente uma estrutura denominada de xistosidade. A xistosidade consiste na orientação de minerais que têm formas possíveis de serem orientadas (planares e/ou alongadas) em planos paralelos sucessivos. A medida que cresce a proporção de minerais não orientáveis (quartzo e feldspato, por exemplo) a xistosidade dá lugar a uma segregação de minerais em bandas, conhecida como foliação gnáissica.

2.3.1. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

A classificação das rochas metamórficas não obedece a critérios determinados como nos casos anteriores, dada a sua grande variabilidade. Os mais diversos tipos de rochas são passíveis de se metamorfizarem, de modo que não existem parâmetros distintivos de aplicação ampla. Assim são descritos a seguir as principais classes de rochas metamórficas.

ROCHAS METAMÓRFICAS MAIS COMUNS

ARDÓSIAS	Rochas de baixo grau metamórfico (incipiente), derivadas de rochas do tipo argilito/siltito. Possuem granulação muito fina e excelente xistosidade.
FILITOS	Rocha de granulação fina com boa xistosidade. Os planos de xistosidade mostram um brilho sedoso típico dado pela sericita e/ou clorita. São de baixo grau metamórfico (fraco) originados de argilito/siltito.
XISTOS	Rochas xistosas, cujos minerais são perfeitamente visíveis na amostra de mão. Constituídas essencialmente por minerais micáceos e quartzo e feldspatos em menor proporção. São rochas de grau metamórfico médio originadas de argilito/siltito, basaltos, Gabros e Ultrabásicas.
GNAISSES	Rochas constituídas por micas, anfibólios, quartzo e feldspato onde os minerais claros se alternam em bandas com os minerais escuros, constituindo a foliação gnáissica. Tem grau metamórfico médio a forte e derivam de rochas ígneas ou sedimentares.
QUARTZITOS	Rochas metamórficas derivadas de arenitos, compostas por mais de 80% de quartzo.
MÁRMORES	Rochas originadas do metamorfismo de calcários, compostas basicamente de calcita ou dolomita.
ANFIBÓLIOS	Rochas compostas de anfibólios e feldspatos (plagioclásios). Apresentam orientação de minerais e provêm de rochas ígneas básicas.
ITABIRITOS	São um tipo especial de quartzito, proveniente de uma rocha sedimentar química, que se caracteriza por um alternância de bandas de quartzo e bandas de hematita (geralmente especularita).
ESTEATITOS (pedra sabão)	Rochas compostas essencialmente por talco e clorita com xistosidade pouco pronunciada, originadas do metamorfismo de rochas ígneas Ultrabásicas.

2.4. NATUREZA DAS ROCHAS

OBJETIVO - Este exercício proporciona uma oportunidade ao aluno de familiarizar-se com as rochas mais comuns, identificar e analisar suas características.

2.4.1. MATERIAL

1. Diversos tipos de rochas, e amostras de solos
2. Lupa
3. Lâmina de vidro
4. Solução de ácido clorídrico 10%

2.4.2. PROCEDIMENTO

Sobre a mesa são apresentados diferentes tipos rochas e solo. O aluno deverá seguir a seqüência apresentada, observar as amostras e responder as questões apresentadas para cada seção. Para responder as questões, o aluno poderá consultar o texto, tabelas referentes a esta prática, assim como as informações recebidas na aula teórica.

CLASSIFICAÇÃO SIMPLIFICADA DAS ROCHAS SEDIMENTARES			
Tipo de Sedimento	Sedimentos		Rocha Sedimentar Correspondente
	Designação	Tamanho das partículas (mm)	
Clástico	Matacões	> 20	Conglomerado
	Calhaus	20 - 10	
	Cascalho	10 - 2	
	Areia	20 – 0,05	Arenito
	Silte	0,05 – 0,002	Siltito
	Argila	< 0,002	Argilito
Não Clástico			
	Orgânicos	Resíduos vegetais	Turfa, Carvão de Pedra (hulha)
		Resíduos animais	Saproletito, Âmbar, guano
	Conchas e carapaças calcárias		Calcário, Dolomito
	Margas		Calcário argiloso
Precipitados e evaporitos		Gesso, Anidrita, Sal-Gema, salitre	

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA APROXIMADA DAS PRINCIPAIS ROCHA ÍGNEAS (%)

	LEUCOCRÁTICAS			MESOCRÁTICAS		MELANOCRÁTICAS				
	EXTRUSIVAS	ALCALINAS		ÁCIDAS	INTERMEDIÁRIAS		BÁSICAS		ULTRABÁSICAS	
		Fonolito	Traquito	Riolito	Quartzo-latito	Diacito	Andesito	BASALTO	-	-
MINERAIS	ORTOCLÁSIO	45	80	40	25	9	5	-	-	-
	QUARTZO	-	-	30	25	17	2	-	-	-
	PLAGIOCLÁSIOS	-	10	15	25	45	60	50	2	-
	BIOTITA	2	3	10	15	9	3	-	-	-
	HORNBLENDA	3	5	5	10	20	20	5	-	-
	PIROXÊNIOS	-	-	-	-	-	10	45	48	-
	OLIVINAS	-	-	-	-	-	-	-	50	100
	NEFELINA	50	-	-	-	-	-	-	-	-
	INTRUSIVAS	Nefelina-sienito	Sienito	GRANITO	Grano-diorito	Tonalito	Diorito	Gabro	Peridotito	Dunito

OUTRAS ROCHAS ÍGNEAS

Pegmatito: composição ≈ granito

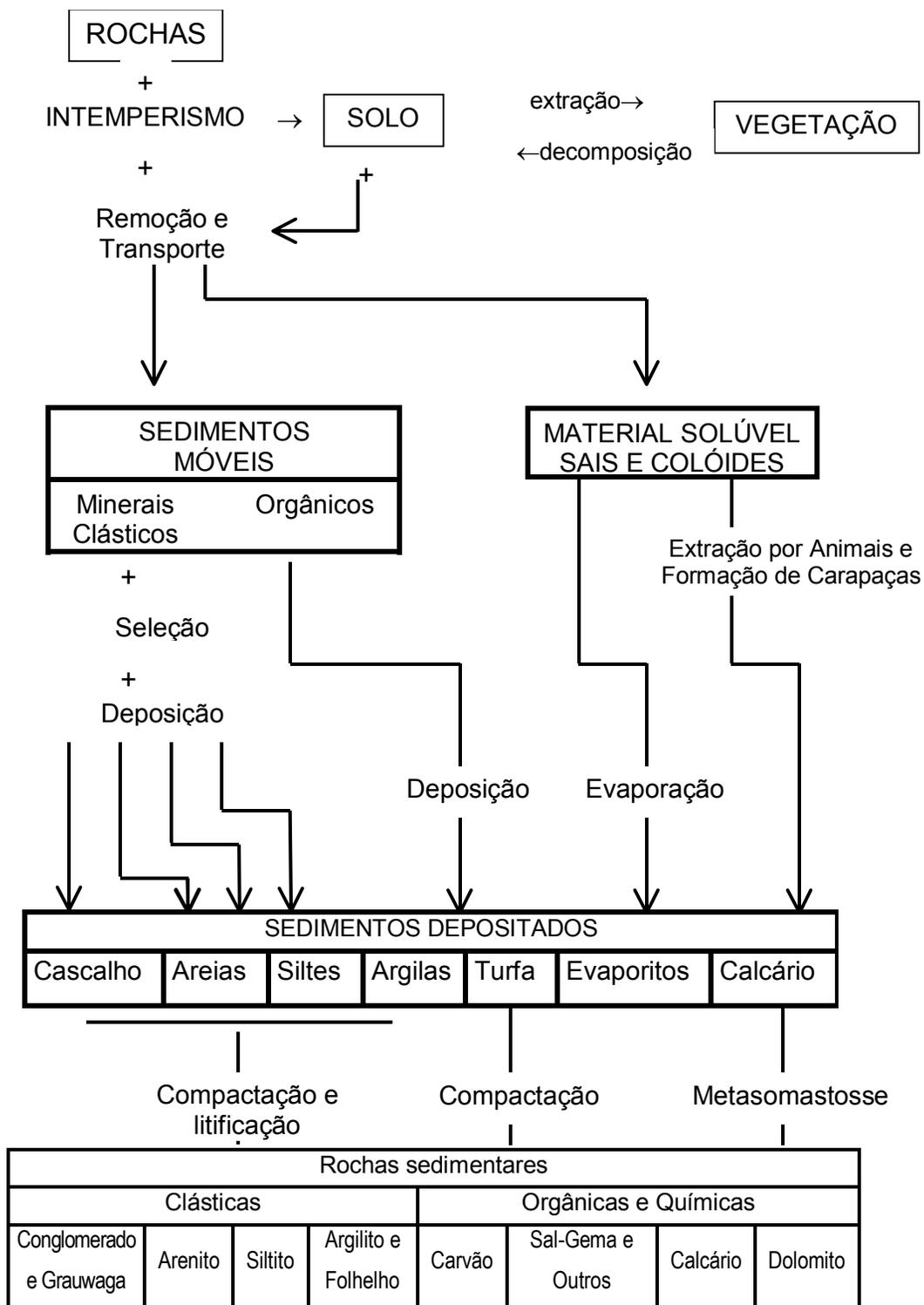
Diabásio: composição ≈ basalto

Meláfiro: composição ≈ pórfiro

Obsidiana: vidro vulcânico

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ALGUMAS ROCHAS ÍGNEAS

	Nefelina-sienito	Riolito	Granito	Quartzo-diorito	Andesito	Basalto-toleítico	Olivina-basalto	Periodotito
SiO ₂	55	74	67	66	54	51	48	44
Al ₂ O ₃	21	14	16	16	17	14	12	4
Fe ₂ O ₃ +FeO	4	2	4	5	9	12	12	12
K ₂ O	5	5	3	1	1	1	1	1
Na ₂ O	9	4	4	4	4	2	2	1
MgO+CaO	3	1	5	7	12	17	23	38
Outros	3	-	1	1	3	3	2	1
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100



Esquema da gênese de sedimentos e rochas sedimentares

3. COLETA DE AMOSTRAS DE SOLO

Existem diversas formas de coleta de amostras de terra, em função do objetivo da análise, como por exemplo:

- amostra de fertilidade para assistência ao agricultor;
- amostra para caracterização de perfis de solo;
- amostra para fins não agrícolas, etc.

Em todos estes tipos de amostragem do solo, é necessário, inicialmente, dividir a área em porções homogêneas quanto ao relevo, vegetação, tipo de drenagem e uso do terreno.

As diversas propriedades do solo podem ser avaliadas através de análises que utilizam terra destorroada e amostras com sua estrutura original, o que leva a divisão em dois tipos de amostras:

- amostras deformadas, nas quais não é necessário preservar o arranjo natural da terra, sendo utilizadas para analisar a composição mineral do solo, a distribuição das frações granulométricas, a densidade real e algumas determinações de capacidade de retenção de água.
- amostras indeformadas, que são coletadas de forma a preservar a estrutura original do solo, sendo utilizadas para determinar a densidade global do solo e a velocidade de infiltração de água, dentre outras análises.

COLETA DE AMOSTRAS PARA CARACTERIZAÇÃO DE PERFIS

Uma vez descrito o perfil do solo, deve-se proceder à coleta de amostras dos diferentes horizontes, que serão enviadas, em pequenos sacos, ao laboratório para serem submetidas às análises físicas, químicas e mineralógicas.

Durante a coleta das amostras, deverão ser descartadas as porções que não forem típicas do horizonte que está sendo coletado, isto é, os materiais correspondentes às faixas que constituem limites entre horizontes adjacentes e que não exprimem as propriedades de nenhum deles de per se.

A coleta das amostras deve ser dos horizontes inferiores para os superiores, na quantidade de 2 kg, aproximadamente, por horizonte ou camada, aumentando a quantidade de material coletado, quando a proporção de frações grosseiras for grande ou elevado o teor de matéria orgânica, bem como quando se tratar de horizonte orgânico.

Ao fechar os sacos, procede-se à etiquetagem, através do uso de etiquetas de cartolina, uma no interior dos sacos e outra amarrada na parte externa. As etiquetas das amostras dos horizontes deverão registrar: instituição, classificação do solo, número do perfil, município, horizonte, profundidade, coletor, data.

COLETA DE AMOSTRAS DE FERTILIDADE PARA ASSISTÊNCIA AO AGRICULTOR

A coleta de amostras para caracterização da fertilidade do solo, voltadas à assistência técnica ao agricultor quanto à necessidade de adubação e calagem do solo, deve ser feita segundo o procedimento abaixo:

- Dividir a propriedade em áreas uniformes de até 10 hectares para a retirada de amostras. Cada uma delas deverá ser uniforme quanto à topografia, cor e textura do solo, bem como quanto às adubações e calagem que receberam. Áreas pequenas, diferentes das circunvizinhas, não deverão ser amostradas juntas.
- Cada uma das áreas deverá ser percorrida em ziguezigue, retirando-se com um trado amostras de 15 a 20 pontos diferentes, que deverão ser colocadas juntas, em um balde limpo. Na falta de trado, poderá ser usada uma pá ou cavadeira. Todas as amostras individuais de uma mesma área uniforme deverão ser bem misturadas dentro do balde, retirando-se cerca de 500 g para enviar ao laboratório.

- - Para culturas anuais, as amostras deverão ser retiradas da camada superficial do solo, até a profundidade de 20 cm, tendo antes o cuidado de limpar a superfície dos locais escolhidos, removendo as folhas e outros detritos. Para culturas perenes e pastagens, também devem ser coletadas amostras das profundidades de 20-40 cm e 40-60 cm.
- - Não retirar amostras de locais próximos a residências, galpões, estradas, formigueiros, depósitos de adubos, etc., nem quando o terreno estiver encharcado.
- - Os sacos plásticos devem ser etiquetados, com uma etiqueta no interior dos sacos e outra amarrada na parte externa. As etiquetas deverão registrar: instituição, município, local de coleta, profundidade, coletor, data.

3.1. MATERIAIS E MÉTODOS

Antes de iniciar a amostragem é necessário limpar a área de coleta. Quando esta for feita em perfis de solo, deve-se primeiro separar os horizontes com base em suas propriedades morfológicas e então coletar o material, começando a partir do horizonte mais profundo para o mais superficial. Quando for utilizado o trado, deve-se fazer raspagem superficial da vegetação no local da coleta e diferenciar as amostras em função da variação vertical das propriedades do solo, anotando-se as respectivas profundidades.

Para a caracterização de propriedades físicas é recomendável a coleta de material em diferentes profundidades, além das camadas superficiais de 0 a 20 cm e de 20 a 40 cm, freqüentemente usadas em fertilidade do solo.

O procedimento usual de coleta é:

- ✓ etiquetar os recipientes, utilizando para registro das amostras os códigos de grupo de trabalho e turma prática;
- ✓ registrar informações sobre o local de coleta (talhão, parcela, perfil, horizonte, etc.) e data da amostragem;
- ✓ coletar cerca de 1 kg de terra utilizando o martelo pedológico, no caso de perfil de solo, ou trado, no caso de terreno;
- ✓ coletar torrões para observação posterior de propriedades morfológicas;
- ✓ levar amostras para o local de preparo e espalhar o material sobre jornais, preservado os torrões e os sacos usados na coleta.

A coleta de amostras indeformadas, com instrumentos especiais será abordada no capítulo sobre densidade aparente.

4. PREPARO DE AMOSTRAS DE TERRA

As amostras de solo coletadas no campo têm que ser preparadas para seu adequado armazenamento e posterior análise física e química. As amostras deformadas, nas quais não se preservou a estrutura original do solo, devem ser colocadas no laboratório sobre bandejas ou papel, à sombra e em ambiente isento de poeira.

A amostra deve ser então destorroada, com rolos de madeira ou garrafas, de forma a quebrar os torrões sem no entanto partir os minerais presentes. A amostra é então peneirada em peneira de malha de 2 mm: o material retido constitui as frações grosseiras do solo (calhau e cascalho), enquanto o material que passa na peneira é a chamado de terra fina seca ao ar (TFSA). As frações grosseiras podem ser lavadas e pesadas, para se determinar sua proporção na amostra de solo em estudo. Por sua vez, a TFSA é armazenada em recipientes adequados, e utilizada posteriormente nas análises físicas e químicas do solo.

A TFSA possui ainda um certo teor de umidade, que se encontra em equilíbrio com a umidade atmosférica, que é chamada de umidade higroscópica ou residual. Esse teor de umidade é função da quantidade e tipo de colóides presentes na amostra, sendo, portanto, uma função direta da superfície específica do material. Para retirar-se essa umidade e obter-se somente a terra livre de água, é necessário submeter a amostra ao aquecimento em estufa.

A amostra úmida é pesada e levada para secar em estufa ajustada para temperatura de 105°C a 110°C, onde permanece por um tempo mínimo de 24 horas. Após esse período de tempo é retirada da estufa, colocada em dessecador para esfriar e pesada. Essa terra livre de água recebe a denominação de terra fina seca em estufa (TFSE). Convencionou-se que para expressar os resultados de determinações analíticas em laboratório deve-se utilizar a TFSE, visando uniformidade de resultados e possibilidade de reprodução.

Por outro lado, o manuseio da amostra de TFSE no laboratório é bastante problemático, uma vez que, ao ser retirada da estufa esta tem a capacidade de rehidratar-se, entrando em novo equilíbrio com a umidade atmosférica. Desta forma, prefere-se realizar as determinações analíticas sobre a TFSA e expressar os resultados em TFSE, empregando-se um fator de correção (fc) em função da umidade higroscópica da amostra.

De posse dos pesos da amostra úmida e seca, pode-se determinar o teor de umidade da amostra, ou a umidade gravimétrica (em peso). Como este teor de umidade foi determinado na TFSA, obtém-se assim o valor da umidade higroscópica da amostra.

4.1. MATERIAIS E MÉTODOS

Determinação da umidade higroscópica e fator de correção

- ✓ Colocar a amostra úmida em cadinho de metal identificado e de peso conhecido (P1);
- ✓ Pesar o cadinho mais amostra úmida (P2);
- ✓ Levar à estufa a 105°C e deixar por 24 horas;
- ✓ Retirar rapidamente com auxílio de pinça e deixar resfriar no interior do dessecador;
- ✓ Após esfriar, pesar rapidamente o cadinho mais amostra seca (P3);
- ✓ Calcular a umidade higroscópica (U_h) e o fator de correção (fc).

RESULTADOS

$$U_h = \frac{\text{Peso úmido da amostra} - \text{Peso seco da amostra}}{\text{Peso seco da amostra}} \times 100 \quad (\text{em } \%, \text{ uma casa decimal})$$

$$fc = \frac{TFSA}{TFSE} \quad (\text{adimensional, três casas decimais})$$

Amostra	Nº do cadinho	Peso do cadinho (P1)	Peso do cadinho + TFSA (P2)	Peso do cadinho + TFSE (P3)	TFSA (P2 - P1)	TFSE (P3 - P1)	Uh (%)	Fc

5. PERFIL DO SOLO

Chama-se de PERFIL do solo a seção vertical que partindo da superfície aprofunda-se até onde chega a ação do intemperismo, mostrando, na maioria das vezes, uma série de camadas, dispostas horizontalmente, denominadas HORIZONTES, cuja formação é consequência de transformações físicas, químicas e biológicas operadas no solo. Desta forma, o perfil reflete o histórico da evolução de um solo.

Portanto, HORIZONTES são camadas de solo aproximadamente paralelas à superfície do terreno, que possuem propriedades resultantes dos efeitos combinados dos processos de formação do solo. As características usualmente utilizadas para a diferenciação dos HORIZONTES são de natureza morfológica, como: textura, cor, consistência, estrutura, atividade biológica, etc. Podem também ser usadas características analíticas físicas, químicas e mineralógicas para a diferenciação de HORIZONTES.

A natureza e o número de HORIZONTES variam grandemente nos diferentes tipos de solo. Por isso, com a finalidade de apresentar todos os HORIZONTES que podem ocorrer em um PERFIL, adotaremos um PERFIL hipotético. Este PERFIL tem a finalidade de servir para demonstrar quase todos os HORIZONTES que podem ocorrer em um corte vertical que vai da superfície até a rocha inalterada. Os solos geralmente não possuem todos esses HORIZONTES bem caracterizados, entretanto, pelo menos possuem parte deles.

Na caracterização morfológica de um PERFIL é usada nomenclatura especial, na qual as letras maiúsculas servem para caracterizar os horizontes típicos. Assim as letras **A**, **B**, **C** representam os principais horizontes do solo. Enquanto os horizontes **A** e **B** caracterizam o verdadeiro solo (solum), o horizonte **C** refere-se ao material originário pouco alterado pela ação do intemperismo, e finalmente **R** corresponde à rocha inalterada. É possível também identificar horizontes de transição, designados como **AB**, **BA** ou **BC**.

PERFIL HIPOTÉTICO DE SOLO

LEIGO	PEDÓLOGO	HORIZONTE	CARACTERÍSTICAS
Solo superficial	Zona de eluviação	O	Horizonte orgânico (serapilheira ou turfa)
		A	Horizonte com acumulação de matéria orgânica decomposta, com cor escura
Solum	Zona de eluviação	AB	Horizonte transicional para B porém mais semelhante ao horizonte A
		BA	Horizonte transicional para A, porém mais semelhante ao horizonte B
	Zona de iluviação	B	Horizonte de máxima acumulação iluvial ou concentração relativa de argila e de óxidos, de máxima expressão da gênese do solo
		BC ou CB	Horizonte transicional para C
		C	Rocha parcialmente decomposta, podendo corresponder ou não ao material originário do solo
Subsolo		R	Rocha consolidada

A presença dos vários tipos de horizontes mencionados, está subordinada às condições que regulam a formação e evolução do solo, e como as condições variam de acordo com as circunstâncias, ditadas pelo material de origem, vegetação, clima, relevo e tempo, o tipo e número de horizontes de um perfil de solo são diferentes.

Aparentemente o horizonte O está diretamente relacionado ao tipo de vegetação. Em solos cobertos por pastagens e sob pastoreio esses horizontes não existem, mas são comuns em solos de florestas especialmente os de clima temperado (nos trópicos a mineralização da matéria orgânica é mais acentuada).

O cultivo inadequado pode reduzir a espessura de horizonte A, que constitui frequentemente a camada arável. Em áreas cultivadas e desprotegidas, a erosão pode eliminar grande parte do horizonte A, podendo aflorar o horizonte B, e até mesmo o C.

Os diversos solos têm seqüências de horizontes variáveis e com diferentes propriedades, as quais permitem a distinção das classes de solos. Assim, a descrição do perfil do solo é essencial para a taxonomia do solo e para a avaliação da aptidão para fins agrícolas, florestais e outros usos.

A descrição morfológica do perfil é feita observando-se no campo as características morfológicas de cada um dos horizontes identificados, tais como: textura, cor, consistência, estrutura, atividade biológica, etc... Também devem ser registradas informações sobre paisagem, localização e litologia.

Os perfis de solo devem ser descritos em trincheiras; entretanto, podem ser usados barrancos ou cortes de estrada.

5.1. MATERIAL

1. Ficha de descrição de perfis;
2. Manual de descrição de coleta de solo no campo;
3. Carta de cores de Munsell;
4. Faca, pisset, trena, martelo pedológico e recipiente para coleta de amostras.

5.2. MÉTODO

Os perfis serão descritos de acordo com as normas da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, e as informações registradas em formulários próprios, de forma simplificada. A seguinte seqüência pode ser usada no processo de descrição de perfil.

Uma vez definido o local, trincheira ou corte de estrada, localize-o através de vias principais de acesso, distância em relação a marcos permanentes (pontes, rio, construções, entroncamento, etc.), indicando o município e estado. Descreva a paisagem, definindo o relevo, a cobertura vegetal, material originário, erosão, uso atual, etc.

Proceda ao exame do perfil do solo, limpando-o com uma pá reta no caso de corte de estrada. Inicie a separação dos principais horizontes ou camadas utilizando o martelo pedológico e a faca. A separação dos horizontes é feita através de suas propriedades morfológicas, tais como: cor, presença de raízes e outros organismos, textura, estrutura, consistência e presença de minerais primários facilmente intemperizáveis e fragmentos de rochas.

Para auxiliar a separação de sub-horizontes, coletar amostras dos principais horizontes (A, B ou C) e compare-as com o material obtido de zonas de transição (AB, BA ou BC).

Para ordenação das propriedades a serem descritas, sugere-se a seguinte seqüência: nome do horizonte, profundidade (limite superior e inferior), cor (seca e úmida), textura, estrutura, consistência do material de solo (seco, úmido e molhado) e transição entre horizontes.

5.3. RESULTADOS

DESCRIÇÃO DO PERFIL (simplificada)

Perfil nº:

Data:

Localização:

Situação e declive:

Material originário:

Relevo local:

Erosão:

Drenagem:

Pedregosidade e/ou rochosidade:

Vegetação primária:

Uso atual:

Descrito e coletado por:

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DOS HORIZONTES

Nome do horizonte – profundidade; nome da cor (matiz, valor/croma, teor de umidade); classe textural; estrutura (grau, tamanho e tipo); consistência (seco, úmido, plasticidade e pegajosidade); transição entre horizontes.

6. TEXTURA DO SOLO - DETERMINAÇÃO EXPEDITA

O conhecimento da textura tem grande importância no uso agrícola dos solos. De uma maneira geral, solos de textura arenosa são excessivamente drenados, têm baixa capacidade de troca catiônica (CTC) e favorecem a lixiviação de nutrientes. Já em solos de textura argilosa é freqüente a elevada capacidade de retenção de água e maior a CTC que nos solos de textura arenosa. Entretanto, podem apresentar problemas de utilização de maquinário e de encharcamento devido à menor velocidade de drenagem. Em geral, os solos de textura média são do ponto de vista físico, mais adequados ao uso agrícola.

6.1. MATERIAIS E MÉTODOS

Esta prática será feita no laboratório com o material obtido nas aulas práticas de coleta e preparo de amostras.

A textura expedita é avaliada através de propriedades físicas e sensações táteis que uma amostra de terra apresenta, quando submetida a manuseio em diferentes teores de umidade.

Para determinar a textura adota-se o seguinte procedimento:

- ✓ Tomar cerca de 20 gramas da amostra de terra, eliminar os torrões e homogeneizar;
- ✓ Umedecer lentamente a amostra, observando a quantidade de água necessária para tal;
- ✓ Avaliar as proporções de areia, silte e argila esfregando a terra úmida entre os dedos e comparando as sensações com aquelas obtidas em amostras padronizadas, de textura conhecida.

As propriedades e sensações táteis que caracterizam as diversas frações são:

- AREIA: atrito, aspereza, ausência de plasticidade e de pegajosidade;
- SILTE: sedosidade, como o talco;
- ARGILA: plasticidade, pegajosidade e ausência de aspereza, além da maior capacidade de retenção de água.

Em amostras com teores elevados de matéria orgânica, as propriedades e sensações táteis das frações minerais podem ser mascaradas.

Como os solos e horizontes são constituídos de mais de uma fração granulométrica, as diferentes combinações de areia, silte e argila podem ser agrupadas nas seguintes classes generalizadas de textura:

- ARENOSA OU LEVE - teor de argila menor que 15%, compreendendo as classes texturais areia e areia franca.
- MÉDIA OU INTERMEDIÁRIA - entre 15 e 35% de argila;
- ARGILOSA OU PESADA - entre 35 e 60 % de argila;
- MUITO ARGILOSA - teor de argila acima de 60%; e
- SILTOSA - teor de silte superior a 50% para teores de argila menores que 35% e de areia menores que 15%.

6.2. RESULTADOS

AMOSTRA	CLASSE TEXTURAL

7. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

A análise granulométrica possibilita a quantificação dos componentes areia, silte e argila, expressos em percentagem de cada fração granulométrica em relação à fração total de terra fina seca em estufa (TFSE).

As diferentes partículas do solo são classificadas pelo seu tamanho, de acordo com a seguinte classificação:

Fração granulométrica	Frações grosseiras	Areia Grossa	Areia fina	Silte	Argila
Diâmetro	> 2 mm	2 - 0,2 mm	0,2 - 0,05 mm	0,05 - 0,002 mm	< 0,002 mm

As frações grosseiras são separadas quando do peneiramento da amostra para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA).

Além da obtenção da classe textural, os resultados da análise granulométrica permitem uma caracterização quase permanente da amostra de terra ou horizonte, uma vez que é uma propriedade pouco alterável do solo. De forma mais precisa que a textura expedita, esta análise permite também estimar a capacidade de troca catiônica, retenção de umidade, capacidade de infiltração de água no solo, resistência a operações de preparo e cultivo do terreno, etc.

MATERIAIS E MÉTODOS

Esta prática será feita no laboratório com o material obtido nas aulas práticas de coleta e preparo de amostras.

O método utilizado para a separação das frações granulométrica será o MÉTODO DA PIPETA, descrito a seguir:

1. Pesar 10 g de TFSE (ou 10 x fc = y g de TFSA), usando balança de precisão de 0,01 g;
2. Transferir para o copo do agitador mecânico, com a ajuda de um pisset. Adicionar cerca de 150 ml de água destilada e 10 ml de NaOH 1N;
3. Agitar durante 15 minutos;
4. Transferir para proveta de 1000 ml o conteúdo do copo agitador. Completar o volume da proveta com água destilada e medir a temperatura da suspensão;
5. Com a informação da temperatura, calcular o tempo de sedimentação das frações silte e areia. segundo a Lei de Stokes.

$$T = \frac{9 * n * h}{2(Dr - Df) * g * r^2}$$

onde:

T = tempo de sedimentação (segundos)

n = viscosidade da água (variável com a temperatura)

h = altura de queda (convencionada 5 cm)

Dr = densidade real da partícula (valor médio 2,65 g cm⁻³)

Df = densidade da água (tomada como de 1 g cm⁻³ ou de acordo com a temperatura)

r = raio da partícula (0,0001 cm)

g = aceleração da gravidade (981 cm s⁻²)

Temperatura (°C)	Viscosidade e (Poise)	Densidade da Água (g/cm ³)
16	0,01109	0,99897
17	0,01081	0,99880
18	0,01053	0,99863
19	0,01027	0,99844
20	0,01002	0,99823
21	0,00978	0,99802
22	0,00955	0,99780
23	0,00940	0,99757
24	0,00911	0,99733
25	0,00890	0,99708
26	0,00871	0,99681
27	0,00851	0,99654
28	0,00833	0,99626
29	0,00815	0,99598
30	0,00798	0,99568
31	0,00781	0,99537
32	0,00765	0,99506
33	0,00749	0,99473
34	0,00734	0,99440
35	0,00719	0,99406

6. Calculado o tempo de sedimentação, agitar a suspensão cuidadosamente, com o auxílio do agitador manual, durante 1 minuto;
7. Terminada a agitação, inicia-se a contagem do tempo de sedimentação;
8. Decorrido este tempo, pipetar uma alíquota de 10 ml da suspensão, colocando-se a pipeta no centro da proveta e a 5 cm da superfície, utilizando-se uma bomba manual de sucção;
9. Transferir a alíquota para cadinho (becher) previamente pesado (com precisão de 0,0001 g) e levar a estufa, a 105°C por 24 horas;
10. Passar a suspensão restante por uma peneira de malha 0,053 mm, lavando-a em água corrente para eliminar a argila e o silte. O material retido na peneira é a fração areia.
11. Transferir a areia retida na peneira para cadinho (placa de Petri), previamente pesado, com auxílio de um pisset. Levar a estufa de 105°C para secagem;
12. após 24 horas de estufa, transferir os cadinhos para um dessecador, deixar esfriar e pesar os cadinhos novamente;
13. calcular os percentuais de cada fração segundo as relações
 - % ARGILA = 1000 x (peso da argila - 0,004)
 - % AREIA = 10 x peso da areia
 - % SILTE = 100 - % areia - % argila

Os resultados da análise granulométrica são expressos sem nenhuma casa decimal.

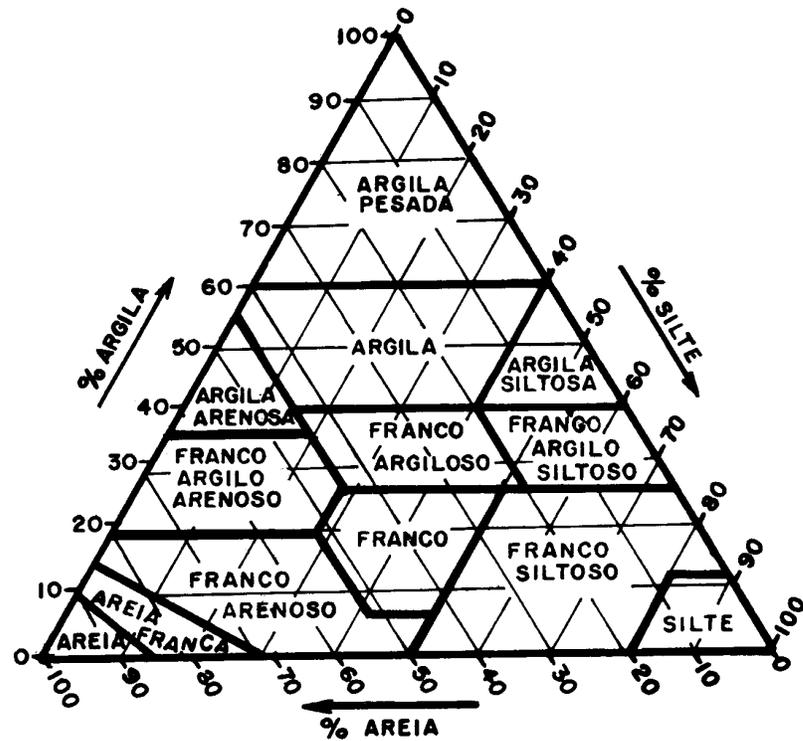
Com os resultados da análise granulométrica, determina-se a classe textural do solo com base no triângulo de classificação textural.

RESULTADOS

Tempo de sedimentação: _____ h _____ min _____ s

Amostra	Fração	Nº do Cadinho	Peso do Cadinho (g)	Cadinho + Amostra	Massa da Amostra
	Argila				
	Areia				
	Argila				
	Areia				

Amostra	Classe textural



8. DENSIDADE DO SOLO, DENSIDADE REAL E POROSIDADE

Como todo corpo natural, o solo possui massa e volume. Relacionando-se estes componentes pode-se calcular a densidade deste corpo. Para o solo, existem duas formas de expressá-la: densidade real (D_r) e densidade aparente (D_{ap}).

A densidade real, também denominada de densidade das partículas, é a relação entre a massa do solo (M_s) e o volume de sólidos (V_s) do solo, excluindo-se os espaços vazios. Assim:

$$D_r = \frac{M_s}{V_s} \quad \text{expressa em g cm}^{-3}$$

O conhecimento da densidade real é importante para o cálculo da porosidade total do solo e da velocidade de queda das partículas sólidas num meio líquido (análise granulométrica pelo método da pipeta). A densidade real fornece uma estimativa da composição das partículas do solo, uma vez que é um valor diretamente proporcional ao teor de minerais de ferro e inversamente proporcional ao teor de matéria orgânica.

A densidade aparente, também denominada de densidade global do solo, é a relação existente entre a massa de uma porção do solo (M_s) e o volume total deste solo (V_T), considerando-se, neste caso, o volume de poros existente na porção do solo. Assim:

$$V_T = V_{\text{SÓLIDOS}} + V_{\text{POROS}}$$

$$D_{ap} = \frac{M_s}{V_T} \quad \text{expressa em g cm}^{-3}$$

Para obter-se a D_{ap} é necessário considerar o volume de poros, portanto, é imprescindível seja obtida uma amostra indeformada, isto é, que se procure manter a distribuição natural de poros na massa do solo, ou seja, manter a estrutura original do solo.

O conhecimento da densidade aparente permite, juntamente com a porosidade total do solo, fornecer informações sobre drenagem, condutividade hidráulica, compactação do solo ocasionada por práticas agrícolas, e subsídios para recomendação do uso das terras para culturas produtoras de tubérculos e raízes.

Além disso, para calcular-se a massa de terra existente numa determinada área de terra a uma certa profundidade, portanto um volume de terra, é necessário multiplicar-se este volume pela densidade aparente. Emprega-se também a densidade aparente na conversão de resultados de teor de umidade em percentagem peso a peso (umidade gravimétrica) para percentagem volume a volume (umidade volumétrica).

Com base nos resultados de densidade real e de densidade aparente de uma amostra de solo, é possível calcular-se seu volume total de poros, ou porosidade total. O solo constitui-se num meio poroso, sendo os espaços vazios ocupados por água ou ar. Desta forma, a porosidade do solo é que garante a adequada aeração do solo, com o fluxo de gases para as raízes das plantas, e o armazenamento e a infiltração da água no solo.

Existem diversos métodos para determinar a densidade real e a densidade aparente. Serão aqui abordados somente o método do balão volumétrico para a determinação da D_r , e do anel volumétrico para a determinação da D_{ap} .

8.1. MATERIAIS E MÉTODOS

Esta prática será feita no laboratório com o material que foi coletado nas práticas de coleta e preparo de amostras, e com amostra indeformada coletada na própria aula prática.

DENSIDADE REAL

- Pesar cerca de 20 g de TFSA e transferir para balão de 50 ml, usando funil e pincel;

- Adicionar ao balão 20 ml de álcool etílico com o auxílio da bureta;
- Colocar o balão num dessecar e promover o vácuo, até a ausência de bolhas de ar no interior do balão;
- Retirar o balão do dessecar e completar o volume (50 ml) com álcool proveniente da bureta. Anotar o volume de álcool gasto.

DENSIDADE APARENTE

- Medir a altura (h) e o raio (r) do anel de Kopeck;
- Retirar uma amostra de solo indeformada com o auxílio do anel de Kopeck;
- Raspar o excesso de solo que se encontre foral do anel utilizando a espátula. Usar a tesoura para cortar as raízes;
- Transferir o conteúdo do anel para cadinho de metal que tenha sido previamente pesado (P_1) e levar o cadinho para estufa a 105°C por 48 horas;
- Retirar o cadinho da estufa com auxílio de pinça, colocar em dessecador e esperar esfriar. Pesar e anotar o peso (P_2).

8.2. RESULTADOS

DENSIDADE REAL

Amostra	fc (fator de correção)	Massa de solo seco, $M_s (= 20/fc)$ (g)	Volume do álcool gasto (ml)	D_r ($g\ cm^{-3}$)

considerar 1 ml = 1 cm³

$$D_r = \frac{M_s}{50 - \text{volume.álcool.gasto}} =$$

g cm⁻³ (duas casas decimais)

DENSIDADE APARENTE

Cálculo do volume do anel

h (cm) Altura do anel volumétrico =

r (cm) Raio do anel volumétrico =

 V (cm³) $\pi \times r^2 \times h =$

Amostra	Nº do cadinho	Peso do cadinho (P_1)	Peso do cadinho + solo seco (P_2)	Massa do solo seco ($P_2 - P_1$)	D_{ap} ($g\ cm^{-3}$)

$$Dap = \frac{Ms}{V_T}$$

em g cm⁻³ (duas casas decimais)

POROSIDADE (%)			
Amostra	Dap (g cm ⁻³)	Dr (g cm ⁻³)	P (%)

$$P\% = \left(1 - \frac{Dap}{Dr}\right) * 100$$

em % (sem casa decimal)

9. REAÇÃO DO SOLO

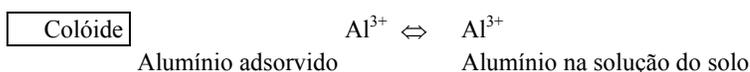
A reação do solo é uma das características químicas mais importantes do solo, influenciando na atividade biológica, assim como na disponibilidade dos nutrientes do solo para as plantas.

Esta característica do solo refere-se, em princípio, apenas à atividade química do íon hidrogênio na solução do solo, que define o pH do solo. Entretanto, para o bom entendimento da reação do solo, é muito importante levar em consideração também as fontes de H^+ , que são principalmente a matéria orgânica e o alumínio trocável (Al^{3+}) do solo.

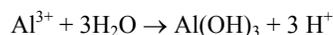
O solo se torna ácido quando uma porção suficiente de bases trocáveis é substituída por hidrogênio e alumínio trocáveis. As condições climáticas de excessiva precipitação pluvial e altas temperaturas, características de climas tropicais, que favorecem o intemperismo e as perdas de bases do solo, favorecem a acidificação do solo.

Em um solo ácido a maior parte dos íons H^+ e Al^{3+} presentes está adsorvida pelos colóides do solo: esta é a chamada acidez trocável ou de reserva. No entanto, alguns destes íons adsorvidos se dissociam da superfície dos colóides para a solução do solo, sendo que o alumínio após hidrólises libera H^+ , e o total de H^+ na solução do solo é a chamada acidez solúvel ou ativa. Deve ser enfatizado que a acidez de reserva é sempre muito superior que a acidez ativa.

O alumínio adsorvido nos colóides acha-se em equilíbrio com os íons alumínio na solução do solo. Estes últimos contribuem para a acidez do solo, pela sua tendência hidrolisante. Duas reações simplificadas esclarecem como o alumínio poderá aumentar a acidez na solução do solo:



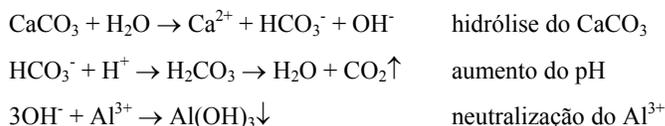
Os íons alumínio na solução do solo são então hidrolisados:



Os íons hidrogênio assim liberados possibilitam um valor de pH muito mais baixo na solução do solo, e constituem a maior fonte de hidrogênio na maioria dos solos ácidos.

A quantidade de hidrogênio adsorvido aumenta com o aumento da capacidade de troca catiônica (CTC) do solo. Deste modo, dois solos podem ter o mesmo pH, mas aquele com maior capacidade de troca catiônica terá maior quantidade de acidez de reserva. O solo com maior capacidade de troca catiônica é tamponado mais eficientemente, isto é, este oferece maior resistência a mudanças de pH devido ao seu maior conteúdo de hidrogênio de reserva. Por esta razão, é requerido menos calcário para aumentar o pH de um solo arenoso do que é requerido para aumentar o pH de um solo argiloso. Desta forma, a acidez de reserva é importante para determinar a quantidade necessária de calcário para aumentar o pH dos solos ácidos.

Na calagem do solo, é aplicado calcário (por exemplo calcário calcítico, ou $CaCO_3$) para reduzir a acidez e neutralizar o Al tóxico. A reação do calcário no solo pode ser representada por:



Para que ocorra a reação do calcário no solo, é necessário que haja umidade no solo e que transcorra um certo tempo. Quanto mais finamente moído o calcário, maior sua eficiência na neutralização da acidez do solo.

Deve-se considerar que quando o teor de Al^{3+} for igual ou maior que 0,3 meq/100g de TFSA é necessário corrigir a acidez do solo

9.1. MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta aula prática serão determinados o pH e o teor de alumínio em uma amostra de solo originalmente com alto teor de Al^{3+} , e que recebeu diferentes doses de calcário: 0, ½, 1 e 2 vezes a dose recomendada de calcário (respectivamente amostras 1, 2, 3 e 4).

9.1.1. DETERMINAÇÃO DO pH (ACIDEZ ATIVA)

- Em frascos de vidro de 100 ml, colocar 10 g de terra fina seca ao ar (TFSA) das amostras dos solos 1, 2, 3 e 4, adicionando 25 ml de água destilada.
- Agitar com bastão de vidro, lavando-o ao passar de uma amostra para a outra.
- Deixar em repouso por aproximadamente 1 hora.
- O aparelho usado nessa determinação é o potenciômetro provido de eletrodos. Deve ser calibrado com soluções tampão (padrões) de pH 7,0 e pH 4,0, uma vez que a maioria dos solos apresenta pH dentro dessa faixa.
- Iniciar as determinações, agitando cada amostra com bastão de vidro, antes de mergulhar o eletrodo na mesma.
- Anotar os resultados obtidos na leitura do potenciômetro.

9.1.2. DETERMINAÇÃO DO ALUMÍNIO TROCÁVEL

- Em erlenmeyer de 125 ml, colocar 10 g de TFSA e 100 ml da solução extratora (KCl 1N). Agitar por 5 minutos em agitador circular horizontal. Isto é feito à tarde.
- No dia seguinte, sem filtrar, pipetar uma alíquota de 25 ml do sobrenadante.
- Na alíquota de 25 ml do extrato do solo, colocar 3 gotas do indicador azul de bromotimol a 0,1% e titular com NaOH 0,025N. Ocorrerá a viragem do amarelo para o verde. A leitura na bureta corresponde ao teor de Al^{+3} , em meq/100 g de terra fina.
- Anotar os resultados.

Amostra	Doses de Calcário	pH	Teor de Al^{+3} (meq./100g de solo)
1	0 vez a dose recomendada (sem calcário)		
2	½ vez a dose recomendada		
3	1 vez a dose recomendada		
4	2 vezes a dose recomendada		
5	Amostra coletada no campo		

10. CAPACIDADE DE TROCA

As frações argila e húmus do solo são constituídas de pequenas partículas, as quais expõem grande superfície por unidade de volume (ou massa) e possui uma carga líquida negativa. Essas pequenas partículas são chamadas de colóides. A carga negativa é neutralizada por cátions (íons que possuem carga positiva), estes são atraídos para a superfície das argilas ou húmus devido às cargas elétricas que estas apresentam. Os cátions são retidos o bastante para retardar seu movimento no solo por lixiviação, mas podem retornar à solução do solo. Portanto, estes cátions adsorvidos são considerados disponíveis para serem absorvidos pela planta. Assim, uma das mais significativas características da capacidade de troca do solo é que esta se apresenta como um reservatório de grandes quantidades de nutrientes disponíveis tais como o cálcio, magnésio e potássio, que são parcialmente protegidos da lixiviação, no entanto, estão disponíveis para as plantas.

Estes cátions podem ser substituídos ou deslocados por outros cátions, este processo é denominado de troca catiônica. Por exemplo, quando um fertilizante potássico é adicionado ao solo, a maior parte do potássio torna-se ligado ao complexo de troca catiônica e a quantidade de potássio na solução do solo será pequena em comparação a aquela adsorvida.

10.1. MATERIAL E MÉTODOS

Existem um grande número de métodos para determinar a CTC do solo, geralmente todos eles compreendem 4 etapas:

1. Saturação dos sítios de troca catiônica (argila e húmus), com uma solução que possui um determinado cátion de saturação;
2. Eliminação do excesso de sais;
3. Deslocamento, com uma solução salina, do cátion de saturação dos sítios de troca;
4. Determinação quantitativa da concentração do cátion deslocado (pela solução salina)

Será aqui adotado um procedimento qualitativo, como descrito a seguir:

- Colocar 15 g de uma amostra dos solos 1 (solo arenoso), 2 (solo argiloso) e 3 (solo orgânico) nos erlenmeyers.
- Adicionar 30 ml da solução KCl 0,2N nos erlenmeyers contendo as amostras de solos, agitar e filtrar.
- Colocar aproximadamente 10 ml de cada filtrado em tubos de ensaio
- Os íons potássio (K^+) que estão sendo colocados substituirão em grande extensão os cátions que estavam previamente adsorvidos pelo solo. Os cátions substituídos são então levados pela solução lixiviante para o filtrado.
- Repetir os passos 1, 2 e 3 usando 30 ml de água destilada, no lugar de KCl 0,2N. A água destilada vai remover somente os cátions solúveis presentes no solo.
- Testar a presença de cálcio, colocando em cada tubo com filtrado 5 gotas de oxalato de amônio. A formação de uma precipitação esbranquiçada de oxalato de cálcio indica a presença de cálcio. Outros cátions além do cálcio também são deslocados e podem ser testados se desejado.
- Anotar os resultados.

FILTRADO (ASPECTO LEITOSO)*			
Tratamento	Solo 1	Solo 2	Solo 3
Filtrado com KCl			
Filtrado com água			

* ausente/pouco/médio/muito

11. MATÉRIA ORGÂNICA

O solo é algo mais complexo do que um simples amontoado de materiais procedentes das rochas e do mundo biológico. O solo possui uma organização dinâmica. Deste modo as diferentes propriedades físicas e químicas do solo são influenciadas pela flora e fauna que nele habitam e, reciprocamente, as atividades destes organismos estão freqüentemente reguladas pela organização dos materiais que constituem o solo.

Uma das maneiras com que a vasta população animal e vegetal influem na natureza do solo é através da contribuição do chamado complexo coloidal. A matéria orgânica, que parcialmente decomposta é incorporada ao solo pelos seres vivos, se combina com as finas partículas de argila, depois de ter sido transformada em húmus pelos organismos do solo, constituindo assim o complexo coloidal, que desempenha importantes papéis na atividade dinâmica do solo.

Esta prática tem por objetivo estimar a quantidade de matéria orgânica do solo através de um método qualitativo. Pelo método da extração com NH_4OH diluído, a quantidade de húmus que está presente em um solo pode ser avaliada qualitativamente.

11.1. MATERIAIS E MÉTODOS

11.1.1. ESTIMAR A MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO

Pesar 5 gramas de cada uma das 3 amostras de solo: solo arenoso (pobre em matéria orgânica); solo com teor intermediário de matéria orgânica; solo rico em matéria orgânica.

- Transferir os solos para cada erlenmeyer, colocar 50 ml de hidróxido de amônio a 5% (no caso do solo arenoso empregar somente 25 ml).
- Agitar várias vezes, durante 5 minutos, à medida que a suspensão se assente.
- Filtrar em cada um dos três tubos o líquido sobrenadante de cada extração.
- Examinar a solução diante da luz e determinar a intensidade da cor preta ou marrom.
- Anotar as observações (Quadro 1), relacionando a cor com a presença de matéria orgânica.

11.1.2. INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA NA DENSIDADE APARENTE.

Deve-se deixar claro que a adição artificial de resíduos orgânicos, neste experimento não pode ter os mesmos efeitos que a mesma matéria orgânica nativa, porem este procedimento é somente para demonstrar os efeitos gerais da matéria orgânica.

11.1.2.1. MATERIAL

- solo com textura intermediária
- solo arenoso
- resíduos orgânicos moídos
- 4 provetas de 100 ml

11.1.2.2. PROCEDIMENTO:

- Pese as quatro amostras seguintes e coloque cada uma em cada proveta.
- 50 gramas do solo com textura intermediária.
- 50 gramas do solo arenoso.
- 50 gramas do solo com textura intermediária + 10 gramas de resíduos orgânicos.

- 50 gramas do solo arenoso + 10 g de resíduos orgânicos.

Nota: misturar os resíduos orgânicos com o solo.

- Deixar cair cada uma das provetas a uma altura de 5cm sobre um material suave, para a acomodação do material.
- Calcule a densidade aparente e anote os resultados. Assumir que 1 ml de água pesa 1 grama de solo.

11.1.3. INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA NA RETENÇÃO DA UMIDADE NO SOLO

11.1.3.1. PROCEDIMENTO:

- Transferir 25 gramas de amostras de solos sobre as quais se tenha feito as determinações da densidade aparente nos funis onde previamente tenha sido colocado o papel de filtro umedecido.
- Tenha o cuidado de ajustar a chave da mangueira ao final do funil para impedir que a água goteje. Colocar um vaso em cada funil e agregue 50 ml de água em cada solo.
- Deixar que o solo absorva a água durante 5 minutos.
- Abra a chave e deixe que o excesso de água drene no vaso. Note a relativa de velocidade de drenagem das amostras.
- Calcule a porcentagem de umidade retida por cada solo, com base no peso seco da amostra do solo.

Equação para o cálculo de umidade:

$$U_g (\%) = \frac{\text{Peso úmido da amostra} - \text{Peso seco da amostra}}{\text{Peso seco da amostra}} \times 100$$

- Colocar os resultados no Quadro 3.

Quadro 1. Resultado da estimativa do teor de matéria orgânica.

Solo	Teor de MO ^(1,2)	Intensidade da cor ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Baixo; Médio; Alto

⁽²⁾ MO = matéria orgânica.

Quadro 2. Influência da matéria orgânica sobre a densidade aparente.

	Solo arenoso	Solo arenoso + MO	Solo text. média	Solo text. média + MO
Peso da amostra				
volume da amostra				
densidade aparente				

Quadro 3. Influência da matéria orgânica sobre capacidade de retenção de umidade				
	Areia	areia + MO	solo	solo + MO
Volume de água adicionada (ml)				
Volume de água drenada (ml)				
Volume de água retida (ml)				
Número do cadinho				
Peso do cadinho				
Peso do cadinho + amostra úmida				
Peso do cadinho + amostra seca				
Peso da amostra úmida				
Peso da amostra seca				
Teor de umidade (%)				

12. CAPACIDADE DE RETENÇÃO DE ÁGUA

A água é um elemento indispensável para o aproveitamento do solo como meio de cultivo, já que as plantas cultivadas requerem para desenvolver-se normalmente um fornecimento adequado de umidade no solo. O solo atua no armazenamento de água para as plantas, permitindo o suprimento mesmo em períodos de ausência de precipitações.

A capacidade de armazenamento de água no solo depende fundamentalmente da porosidade do solo. O poros do solo podem estar ocupados por água ou ar:

- Macroporos: espaços vazios entre os grãos de areia e os agregados; perdem a água por infiltração após 48 horas, e são responsáveis pela aeração e permeabilidade do solo;
- Microporos: espaços vazios dentro dos agregados; retêm a água com mais força, e são responsáveis pelo armazenamento de água.

Os solos argilosos em geral têm muito microporos e retêm mais água, enquanto os solos arenosos têm mais macroporos, com maior aeração e permeabilidade. Além disto, as argilas apresentam maior superfície específica, com maior força de adesão das partículas com as moléculas de água. Apesar desta tendência geral, ocorrem algumas variações, dependendo da estruturação do solo (maior formação de agregados) e da presença de matéria orgânica, já que os colóides orgânicos atuam na estruturação do solo e têm alta capacidade de retenção de umidade.

O teor umidade do solo é bastante dinâmico, e se modifica constantemente, em resposta às forças de movimento da água criadas pela percolação, evaporação, irrigação, chuva, temperatura e absorção pelas plantas. Uma das formas de expressar a quantidade de água presente no solo em um determinado momento é o teor de umidade, geralmente expresso em peso (umidade gravimétrica, ou $g_{\text{água}}/g_{\text{solo}}$).

Embora na prática, a seguir, a amostra seja saturada e se determinada o teor máximo que as amostras de solos podem reter de água, o teor de água retido não representa a capacidade de campo.

Em estudos de irrigação é necessário mensurar a capacidade de campo de um solo, que corresponde à quantidade máxima de água que o solo pode reter, contra a ação da gravidade. Em termos práticos, a capacidade de campo pode ser mensurada determinando-se o teor de umidade do solo cerca de 24 a 48 horas após a saturação, por uma chuva intensa ou por molhamento. Apesar do teor de umidade do solo ser bastante variável, a capacidade de campo é um parâmetro constante para cada tipo de solo, sendo que os solos argilosos têm maior capacidade de campo que os arenosos.

O objetivo desta prática é avaliar o efeito da argila e da matéria orgânica na retenção de água no solo.

12.1. MATERIAIS E MÉTODOS

- Transferir 25 gramas de cada uma das 3 amostras de solo (solo arenoso, solo arenoso com matéria orgânica, solo argiloso) para funis adaptados com mangueira de borracha e uma presilha. Nestes funis colocar papel de filtro previamente umedecido.
- Ajustar a presilha da mangueira ao final do funil para impedir a perda de água, colocando um frasco embaixo de cada funil.
- Adicionar 20 ml de água.
- Deixar que o solo absorva a água durante 5 minutos.
- Abrir a presilha e deixar que o excesso de água drene no frasco, observando a velocidade relativa de drenagem das amostras.
- Com o auxílio de uma proveta, medir o volume de água drenado, obtendo o volume de água retido.

- Coletar uma amostra de cada solo, colocando em cadinho identificado e previamente pesado.
- Pesar o cadinho mais amostra úmida, obtendo o peso úmido da amostra.
- Colocar em estufa a 105°C por 48 horas.
- Pesar cadinho mais amostra seca, obtendo o peso seco da amostra.
- Calcular o teor de umidade de cada solo (umidade gravimétrica, em peso), que corresponde neste caso à capacidade de retenção de água:

$$U_g (\%) = \frac{\text{Peso úmido da amostra} - \text{Peso seco da amostra}}{\text{Peso seco da amostra}} \times 100 \text{ (duas casas decimais)}$$

- Relacionar o volume de água retido em cada amostra (item 5) com o teor de umidade.

12.2. RESULTADOS

	SOLO		
	ARENOSO	ARENOSO COM MATÉRIA ORGÂNICA	ARGILOSO
Volume de água adicionada (ml)			
Volume de água drenada (ml)			
Volume de água retida (ml)			
Número do cadinho			
Peso do cadinho			
Peso do cadinho + amostra úmida			
Peso do cadinho + amostra seca			
Peso da amostra úmida			
Peso da amostra seca			
Teor de umidade (%)			

13. MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DO TEOR DE UMIDADE

Para determinar-se o teor de umidade existente em uma amostra de solo, podem-se utilizar métodos de laboratório ou de campo.

No laboratório o método mais usado é o método gravimétrico. Neste método a amostra úmida é pesada e levada para secar em estufa ajustada para temperatura de 105°C a 110°C, onde permanece por um tempo mínimo de 24 horas. Após esse período de tempo é retirada da estufa e pesada imediatamente. Desta forma são conhecidos os pesos da amostra úmida e seca, que fornecem o teor de umidade da amostra, através da fórmula:

$$U_g (\%) = \frac{\text{Peso úmido da amostra} - \text{Peso seco da amostra}}{\text{Peso seco da amostra}} \times 100$$

Um dos métodos utilizados no campo é o teste rápido de umidade (método Speedy), que emprega um recipiente metálico onde é colocada a amostra de terra juntamente com uma ampola de vidro contendo carbureto de cálcio e duas pequenas bolas de metal. O recipiente é provido de um manômetro e é fechado hermeticamente após a adição da amostra úmida. O aparelho é agitado até que as bolas metálicas quebrem a ampola, liberando o carbureto de cálcio que irá reagir com a umidade na amostra de terra.

A umidade da amostra faz com que o carbureto seja transformado em gás acetileno, que provoca um aumento da pressão interna do recipiente que é medido pelo manômetro. Quanto mais úmido estiver o solo, mais carbureto se transforma em acetileno e maior será a leitura registrada no manômetro.

Nesta prática serão comparados os métodos do Speedy e gravimétrico para determinação do teor de umidade de uma amostra de solo.

13.1. MATERIAL E MÉTODOS

MÉTODO DO SPEEDY

- Colocar no aparelho Speedy uma quantidade de amostra de solo de acordo com a umidade prevista:

Umidade prevista (%)	Peso da amostra (g)
Até 10	20
10 a 20	10
20 a 30	5

- Adicionar uma ampola de carbureto de cálcio e as esferas de metal;
- Fechar o aparelho e agitá-lo para quebrar a ampola de carbureto. Coloca-se em posição horizontal e dar movimento rotatório (facilita a mistura solo-carbureto). Agitar novamente até esfriar o gás. Repetir as operações por um tempo mínimo de três minutos;
- Se o manômetro atingir rapidamente o valor máximo, abrir o aparelho e repetir o ensaio com metade da quantidade da amostra utilizada.
- Se o manômetro indicar menos de 0,5 kg cm⁻², repetir o ensaio com material em dobro;
- Decorridos, pelo menos três minutos de agitação, fazer a leitura no manômetro. Para transformar a pressão em % de umidade consultar a tabela de conversão.
- Abrir vagarosamente de um só lado para descarregar o gás. Em seguida, abrir completamente e limpar a seco.

NÃO FUME DURANTE A DETERMINAÇÃO Gás acetileno é inflamável.

Peso da amostra utilizada = _____ g

Pressão do manômetro = _____ kg cm⁻²

Tabela de conversão

LEITURA DO MANÔMETRO kg cm ⁻²	PESO DA AMOSTRA UTILIZADA		
	20 g	10 g	5 g
	— Teor de umidade (%) —		
0,1	-	1,2	2,5
0,2	-	2,3	4,8
0,3	2,5	3,5	7,0
0,4	3,1	4,6	9,3
0,5	3,7	5,8	11,6
0,6	4,2	6,9	13,8
0,7	4,7	8,1	16,1
0,8	5,3	9,3	18,5
0,9	5,9	10,4	20,6
1,0	6,5	11,5	23,0
1,1	7,1	12,7	25,2
1,2	7,7	13,8	27,4
1,3	8,3	15,0	29,5
1,4	8,9	16,2	31,8
1,5	9,4	17,3	33,0
1,6	10,0	18,4	35,2
1,7	10,6	19,5	37,5
1,8	11,2	20,7	39,2
1,9	11,8	21,8	42,0
2,0	12,4	23,0	44,3

REAÇÃO OBTIDA NO MÉTODO SPEEDY



CARBURETO ACETILENO

MÉTODO GRAVIMÉTRICO

- Coletar uma amostra do mesmo solo utilizado no método do Speedy, colocando em cadinho identificado e previamente pesado.
- Pesar o cadinho mais amostra úmida, obtendo o peso úmido da amostra.
- Colocar em estufa a 105 °C por 48 horas.

- Pesar cadinho mais amostra seca, obtendo o peso seco da amostra.
- Calcular o teor de umidade de cada solo (umidade gravimétrica, em peso):

$$U_g (\%) = \frac{\text{Peso úmido da amostra} - \text{Peso seco da amostra}}{\text{Peso seco da amostra}} \times 100$$

Bibliografia

- ANDRADE, H. Solos: Origem, Componentes e Organização. Textos Acadêmicos. UFLA, 2001. 134p
- CAMARGO, A. P. & COSTA A. P.. Determinação rápida de umidade do solo pelo método da reação com carbureto de cálcio. *Bragantia*. Vol. 19 n° 30.1960.
- EMBRAPA. SNLCS. Reunião Técnica de Levantamento de Solos. 10. Súmula. Rio de Janeiro, SNLCS, 1979, 83p (Série Miscelânea, 1)
- EMBRAPA/SNLCS. 1988. Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidades de mapeamento - normas em uso pelo SNLCS. Documentos SNLCS N° 11. Rio de Janeiro, RJ. 67p.
- EMBRAPA/SNLCS. Bases para leitura de mapas de solos. Rio de Janeiro. SNLCS. 1981. 91p.
- EMBRAPA/SNLCS. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro. 1979.
- KIEHL, E.J. Coleta e preparo de amostra de terra. In: Manual de Edafologia. Ed. Ceres, 1ª ed. São Paulo, 1979. 264p.
- KIEHL, E.J. Manual de Edafologia. Ed. Ceres, 1ª ed. São Paulo, 76-111. 1979.
- LEMOS, R.C. de & SANTOS, R.D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. Campinas, SBCS/SNLCS, 1982. 46p.
- MONIZ, A.C. Elementos de Pedologia. Edit. USP. São Paulo 76-80, 1972.
- NASCIMENTO, R.A.M. Fundamentos da Ciência do Solo (IA-305) Gráficos-Desenhos –Tabelas. UFRRJ, Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, 1998. 112p.
- NETO, A.R., LIMA, E., ANJOS, L.H.C., PEREIRA, M.G. Roteiro de aulas práticas de morfologia e física do solo. 3ª. Ed. UFRRJ, Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, 1994. 47p.
- OLIVEIRA et al. 1992. Classes gerais de solos do Brasil - Guia auxiliar para seu reconhecimento. FUNEP, SP. 201p.