

Solos Agrícolas

O livro "Solos Agrícolas" aborda aspectos básicos da gênese dos solos, pedologia e edafologia, como também a sua classificação. Assim, são apresentadas de uma forma mais ou menos seqüencial, a constituição dos solos (fase sólida, líquida e gasosa), as suas características físicas (textura, estrutura, movimento da água, aeração e temperatura) e químicas (colóides, adsorção, reação) e as suas relações com uma produção agrícola racional e sustentável.

O texto está dirigido a estudantes de graduação, engenheiros da área agrícola, técnicos e demais interessados na temática agrícola.

Hugo Orlando Carvalho Guerra
Lúcia Helena Garófalo Chaves



Editora da Universidade Federal de
Campina Grande

ISBN 85-89674-15-0



9 788589 674157

Editora da Universidade Federal de Campina Grande
EDUFCG

SOLOS AGRÍCOLAS

Lucia Helena Garófalo Chaves
Hugo Orlando de Carvalho Guerra

Todos os direitos reservados à
EDUFCG

edufcg@reitoria.ufcg.edu.br

Av. Aprígio Veloso, 882 – Bodocongó
Sala 04 – Centro de Extensão – (83) 33101008
Caixa Postal 10024
Campina Grande – PB
58109-970

EXPEDIENTE

Universidade Federal de Campina Grande
Reitor
Prof. Thompson Fernandes Mariz

Vice-Reitor
Prof. Dr. Edílson Amorim

Diretor Administrativo da EDUF CG
Prof. Dr. Antonio Clarindo Barbosa de Souza

Diretor Comercial da EDUF CG
Prof. Dr. Antonio Gomes da Silva

Capa
Filipe Diniz

C512

CHAVES, Lucia Helena Garófalo

**Solos Agrícolas/ LUCIA Helena Garófalo, Hugo Orlando de
Carvalho Guerra. Campina Grande: EDUF CG, 2006.**
178p.

ISBN 85-89674-15-0

**1. Solos Agrícolas I. GUERRA, Hugo Orlando de Carvalho III-
Título**

CDU 631.4

Campina Grande - 2006
Todos os direitos reservados à EDUF CG
edufcg@reitoria.ufcg.edu.br
Centro de Extensão – Sala 04
(83) 33101008

Apresentação

A disciplina Solos Agrícolas faz parte da grade curricular do curso de graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Campina Grande. Pretensiosamente tem a função de embasar o estudante, embora que de uma forma sucinta, na vasta imensidão das ciências do solo que engloba, além das ciências fundamentais, os conhecimentos especializados da mineralogia, geologia, gênese, morfologia, pedologia, classificação de solos e daqueles relacionados ao manejo dos solos e das plantas, de que trata a Edafologia. Esta por sua vez, estuda o solo do ponto de vista da produção agrícola, no que diz respeito às relações entre as plantas o solo a água e a atmosfera.

No esforço hercúleo de sintetizar sem suprimir, e de montar uma seqüência lógica de conhecimentos que dê um embasamento agrônômico ao engenheiro agrícola, o livro “Solos Agrícolas” dos professores Hugo Orlando Carvalho Guerra e Lúcia Helena Garófalo Chaves, chega em boa hora. Troca em miúdos tudo aquilo que é essencial, não só para o estudante em formação, mas para o formado, como material de consulta e atualização, contribuindo assim para minimizar a nossa carência em títulos técnicos especializados.

Desta forma, não só os autores estão de parabéns, mas também a Universidade Federal de Campina Grande, pela importante contribuição que este texto oferece à sociedade técnica-científica brasileira, e em particular à nordestina, aonde as ciências agrárias, nos últimos anos, vêm tendo uma enorme e relevante expansão.

Iêde de Brito Chaves
Professor do Centro de Ciências Agrárias
Universidade Federal da Paraíba

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	9
1.1. Histórico.....	9
1.2. Solo - Recurso Renovável.....	11
1.3. Solo - Sistema Heterogêneo.....	11
2. FORMAÇÃO DO SOLO.....	13
2.1. Intemperismo.....	14
2.1.1. Intemperismo físico.....	14
2.1.2. Intemperismo químico.....	16
2.2. Pedogênese.....	19
2.2.1. Fatores de formação do solo.....	19
2.2.2. Processos pedogenéticos.....	22
2.3. Perfil do solo.....	24
2.4. Cor do solo.....	27
2.4.1. Determinação da cor do solo.....	29
2.4.2. Interpretação das cores.....	30
2.4.3. Metodologia para determinação da cor do solo.....	31
3. FASE SÓLIDA DO SOLO.....	33
3.1. Fração mineral.....	33
3.1.1. Mineralogia.....	33
3.1.1.1. Classificação dos minerais silicatos e aluminossilicatos	35
3.1.1.2. Substituição isomórfica	43
3.1.2. Distribuição do tamanho das partículas.....	44
3.1.3. Natureza das frações areia e silte.....	47
3.1.4. Natureza da fração argila.....	48
3.1.5. Estrutura do solo.....	54
3.1.5.1. Classificação da estrutura do solo.....	54
3.1.5.2. Gênese da estrutura do solo.....	55
3.2. Fração Orgânica.....	60
3.2.1. Composição dos materiais orgânicos	61
3.2.2. Conteúdo de matéria orgânica nos solos	62
3.2.3. Decomposição da matéria orgânica.....	64
3.2.4. Húmus.....	65
3.2.5. Funções da matéria orgânica no solo.....	66
3.2.5.1. Propriedades químicas	66

3.2.5.2. Propriedades físicas.....	67
3.2.5.3. Propriedades biológicas.....	68
4. ÁGUA DO SOLO.....	69
4.1. Propriedades da água.....	70
4.1.1. Estrutura molecular.....	70
4.1.2. Mudanças de estado.....	71
4.1.3. Pressão de vapor.....	72
4.1.4. Tensão superficial.....	72
4.1.5. Pressão osmótica.....	73
4.1.6. Viscosidade da água.....	73
4.2. Determinação do conteúdo de água do solo.....	74
4.2.1. Método gravimétrico.....	74
4.2.2. Sonda de nêutrons.....	75
4.2.3. Tensiômetro.....	77
4.2.4. Reflectometria no domínio de tempo (TDR).....	78
4.3. Energia da água do solo.....	78
4.3.1. Componentes do potencial total da água do solo.....	79
4.3.2. Descrição dos potenciais	80
4.4. Curva de retenção e disponibilidade de água para as plantas.....	83
4.4.1. Fatores que influenciam a retenção de água no solo.....	84
4.4.2. Curva característica da água do solo.....	84
4.4.3. Disponibilidade da água do solo para as plantas.....	87
4.5. Movimento da água em solos saturados.....	90
4.5.1. Condutividade hidráulica	91
4.5.2. Aplicação dos potenciais de água ao movimento de água no solo.....	93
4.5.3. Determinação da condutividade hidráulica em solos saturados.....	94
4.5.3.1. Métodos empíricos.....	94
4.5.3.2. Métodos de laboratório.....	95
4.6. Movimento de água em solos não saturados.....	98
4.6.1. Determinação da condutividade hidráulica em solos não saturados.....	99
5. FASE GASOSA DO SOLO.....	103
5.1. Composição do ar do solo.....	103
5.1.1. Variação da composição do ar	104
5.1.2. Determinação da composição do ar.....	107
5.2. Aeração.....	108

5.2.1. Determinação da adequacidade da aeração.....	108
5.2.2. Efeitos de uma aeração pobre no crescimento das plantas.....	109
5.2.3. Índice de aeração.....	111
5.2.4. Adaptações fisiológicas das plantas sob condições anaeróbicas .	112
5.3. Movimento dos gases no solo.....	112
5.3.1. Fluxo de massa.....	112
5.3.2. Difusão - Lei de Fick.....	114
6. TEMPERATURA DO SOLO.....	117
6.1. Fatores que afetam a temperatura do solo.....	118
6.1.1. Fatores externos.....	118
6.1.2. Fatores internos.....	121
6.2. Variação da temperatura do solo.....	125
6.2.1. Variação diária.....	125
6.2.2. Variação anual.....	126
6.3. Medição da temperatura do solo.....	127
6.3.1. Termômetro de resistência elétrica.....	127
6.3.2. Termômetro de termopar (sondas térmicas).....	127
6.3.3. Termômetro de mercúrio (geotermômetros).....	127
6.4. Controle da temperatura do solo.....	128
6.5. Fluxo de calor no solo.....	129
7. ADSORÇÃO E TROCA IÔNICA.....	131
7.1. Origem das cargas elétricas dos colóides do solo.....	132
7.1.1. Carga dependente do pH.....	132
7.2. Adsorção e troca catiônica.....	134
7.2.1. Fatores que afetam a troca catiônica.....	136
7.2.2. Capacidade de troca catiônica - CTC.....	137
7.3. Adsorção e troca aniônica.....	140
7.3.1. Adsorção não específica de ânions.....	140
7.3.1.1. Capacidade de troca aniônica.....	142
7.3.2. Adsorção específica de ânions.....	142
8. REAÇÃO DO SOLO.....	143
8.1. Reação ácida.....	144
8.1.1. Origem da acidez do solo	144
8.1.2. Componentes da acidez do solo.....	145
8.1.3. Avaliação da acidez do solo.....	145

8.1.4. Fatores que afetam a medida do pH.....	146
8.1.5. Efeitos da reação do solo sobre o desenvolvimento das plantas..	148
8.1.5.1. Efeito direto.....	148
8.1.5.2. Efeitos indiretos.....	149
8.1.6. Correção da acidez do solo.....	151
8.2. Reação alcalina.....	151
8.2.1. Solos salinos.....	152
8.2.2. Solos sódicos.....	153
8.2.3. Solos salinos-sódicos.....	153
8.2.4. Correção da salinidade e sodicidade.....	153
9. CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS.....	155
9.1. Classificação taxonômica - Sistema brasileiro de classificação de solos.....	156
9.1.1. Nomenclatura dos solos.....	157
9.2. Classificações técnicas.....	158
9.2.1. Classificação de aptidão agrícola.....	158
9.2.1.1. Níveis de manejo considerados.....	159
9.2.1.2. Grupo de aptidão agrícola.....	160
9.2.1.3. Subgrupo de aptidão agrícola.....	161
9.2.1.4. Classe de aptidão agrícola.....	161
9.2.2. Classificação de capacidade de uso das terras	163
9.2.2.1. Grupos de capacidade de uso.....	164
9.2.2.2. Classes de capacidade de uso.....	164
9.2.2.3. Subclasses de capacidade de uso.....	165
9.2.2.4. Unidades de capacidade de uso	166

Introdução

Solo é a parte superior da crosta terrestre ou mais precisamente, é a parte superior do regolito, sendo o regolito, o material não consolidado que ocorre sobre as rochas consolidadas. O solo, que tem sua espessura variada, representa somente uma fração da crosta terrestre, no entanto, é sobre esta frágil camada da Terra, constituída de material mineral e orgânico, juntamente com os organismos, que as civilizações se desenvolveram ao longo dos anos.

1.1 - HISTÓRICO

As conceituações do solo variam de acordo com as atividades humanas nele desenvolvidas. Para o agricultor, o solo é o meio natural onde se desenvolvem as plantas, para o Engenheiro de Minas, o solo é o detrito que cobre as rochas ou minerais a serem explorados, devendo, portanto ser eliminado, para o Engenheiro Agrícola e o Agrônomo o solo é um laboratório biológico e enquanto o agricultor avalia o solo pela experiência prática adquirida ao longo de séculos, o Engenheiro Agrícola e o Agrônomo avaliam o solo através da pesquisa científica, que ao longo do tempo, também tiveram e tem seus erros e seus acertos.

Solos Agrícolas

As pesquisas iniciais de solo datam do século XVII. O cientista van Helmont, naquela época, fez um experimento cultivando plantas em vasos e observou, após cinco anos, que as mesmas pesavam 74,5 kg. Como a redução do peso do solo foi insignificante, ele concluiu, erroneamente, que as plantas tinham obtido todos seus nutrientes da água e da atmosfera. Posteriormente, Jonh Wooderward alterou este conceito, pois verificou que em igual experimento realizado por van Helmont, porém, irrigado com água lamacenta, a produção de matéria seca foi maior. Boussingault, em 1834, apresentou provas de que o ar e as chuvas eram as fontes básicas de carbono, hidrogênio e oxigênio nos tecidos vegetais. Somente em 1840 que Justus von Liebig demonstrou ser o solo o fornecedor de vários nutrientes minerais para as plantas.

Em 1886, com a criação do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos, as pesquisas sobre os solos, tanto em laboratório como no campo, tiveram um grande impulso. Com essas pesquisas, duas conceituações de solo evoluíram. A primeira considerava o solo como um corpo natural, um produto sintetizado pela natureza e submetido ao intemperismo, enquanto a segunda considerava o solo como um viveiro natural para o desenvolvimento dos vegetais. Estes dois conceitos indicaram dois caminhos a seguir no estudo dos solos: o do pedologista e o do edafologista. Assim, o estudo da origem do solo, da sua classificação e descrição diz respeito à Pedologia, a qual considera o solo um corpo natural e dá pouca ênfase à sua utilização prática. O pedologista estuda, examina e classifica os solos no seu ambiente natural. Seus conceitos podem ser úteis tanto para os engenheiros agrícolas, agrônomos, engenheiros de minas, agricultores, etc..

A Edafologia é o estudo do solo do ponto de vista dos vegetais superiores; considera as diversas características do solo na medida em que se relacionam com a produção vegetal. O edafologista é um homem prático, na medida em que visa a produção de alimentos e fibras, ao mesmo tempo em que precisa ser um cientista para estabelecer as razões da variação na produtividade dos solos e descobrir os meios para manter e melhorar esta produtividade.

1.2 - SOLO – RECURSO RENOVÁVEL

O solo é considerado um recurso natural lentamente renovável e junto com as plantas que nele se desenvolvem, fornece para a humanidade alimentos, fibras e produtos animais. O solo é um importante componente nos ciclos naturais, por exemplo, no ciclo hidrológico, uma vez que, juntamente com a cobertura vegetal, mediam o fluxo da precipitação para os rios, lagos e outras superfícies de água, da mesma forma que controlam a recarga do lençol freático. O solo também é uma parte importante do ciclo do carbono, nitrogênio, enxofre e de outros nutrientes essenciais para as plantas. Ele é considerado um sistema aberto visto que, ao mesmo tempo em que diversos materiais são frequentemente adicionados ao solo por atividades naturais ou antropogênicas, outros são perdidos devido, principalmente, a constante lixiviação. Uma vez que o solo é considerado um recurso natural lentamente renovável, é importante que o seu uso e conservação sejam feitos de maneira a permitir que futuras gerações também possam utilizá-lo.

1.3 - SOLO – SISTEMA HETEROGÊNEO

O solo pode ser definido como sendo um sistema natural desenvolvido a partir de uma mistura de minerais e restos orgânicos sob a influência do clima e do meio biológico. Ele se diferencia em horizontes e fornece, em parte, os nutrientes que as plantas necessitam. No solo as partículas sólidas estão em contato com a solução e com o ar do solo. Portanto, pode-se dizer que o solo é um sistema heterogêneo (FASSBENDER, 1980).

A fase sólida do solo, constituída pelos componentes inorgânicos (minerais primários e secundários) e orgânicos, ocupa geralmente até 50% de seu volume total; o restante é ocupado por ar (fase gasosa) ou água (fase líquida), os quais mantêm uma determinada proporção entre si, no que diz respeito ao preenchimento dos poros do solo, que se originam entre os separados texturais e estruturais da fase sólida.

Os componentes inorgânicos variam em tamanho, desde muito pequeno, de tamanho coloidal ($<2\mu\text{m}$) até partículas maiores ($>2\text{mm}$) e rochas, e incluem os minerais do solo, tanto os primários como os

Solos Agrícolas

secundários. Os componentes inorgânicos são os que exercem o maior efeito sobre as propriedades da maioria dos solos.

Os componentes orgânicos, incluindo resíduos de plantas e animais em vários estágios de decomposição, células, tecidos e substâncias sintetizadas pelos organismos do solo, embora normalmente presentes no solo em menor quantidade do que os inorgânicos, podem modificar as propriedades do solo de maneira expressiva.

A fração líquida do solo é uma solução aquosa de substâncias orgânicas e sais minerais sendo estes de maior importância. Em geral, a solução do solo não é o reservatório de íons nutrientes às plantas, exceto para o cloro e talvez enxofre, que não são adsorvidos na fração sólida do solo ou incorporados na matéria orgânica.

Quando a planta retira íons da solução do solo, sua concentração pode variar com o tempo de maneira diferente para cada nutriente e cada condição ambiental. Existe uma constante interação entre a fração sólida (reservatório de íons) e fração líquida do solo, sendo esta interação bastante complexa. Devido a isto, a descrição da concentração da solução do solo torna-se difícil e apenas valores médios e aproximados podem ser obtidos.

A concentração total dos elementos nutritivos na solução do solo é pequena, salvo em alguns solos salinos de regiões áridas ou semi-áridas. Essa concentração, como também a composição da solução do solo, são influenciadas pelos seguintes fatores:

- a) natureza dos componentes inorgânicos presentes (solubilidade)
- b) temperatura, pressão e conteúdo de água e CO_2
- c) presença de plantas e microrganismos
- d) época do ano.

Os íons comumente presentes na solução do solo são: H^+ , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , SO_4^{2-} , NO_3^- , HPO_4^{2-} , CO_3^{2-} .

A parte gasosa é constituída de ar cuja composição difere daquela do ar atmosférico nos seguintes aspectos:

- a) a composição do ar do solo varia de um local para outro;
- b) os teores de CO_2 e O_2 no ar do solo são mais alto e mais baixo, respectivamente, que aqueles encontrados na atmosfera.
- c) a umidade relativa do ar do solo é mais elevada do que a da atmosfera, atingindo 100% quando a umidade do solo for alta.

Formação do Solo

O solo é um corpo natural resultante da interação do material parental, clima, organismos, topografia e tempo. Estas variáveis são os cinco fatores de formação do solo. Os dois fatores, clima e topografia, e sua interação com os organismos, determinam o ambiente do solo. Os organismos também determinam o tipo, quantidade e a deposição dos materiais orgânicos que acumulam no solo. Além disso os organismos agem na reciclagem dos nutrientes, trazendo-os da parte mais profunda do perfil do solo para a superfície, da mesma forma que participam de importantes reações do solo. O material parental é alterado em resposta ao ambiente criado pelo clima, topografia e organismos. Ele foi formado no próprio local de ocorrência, através do intemperismo ou veio trazido de outro local através dos processos geológicos. Os minerais que o compõem foram formados sob condições totalmente diferentes daquelas existentes atualmente nos solos. O quinto fator, tempo, determina o grau em que o material parental tem sido alterado pelos outros fatores de formação do solo.

Resumidamente, pode-se dizer que a formação do solo inicia-se através dos processos de transformação das rochas, conhecidos por intemperismo, sendo submetido, em seguida aos processos pedogenéticos.

2.1- INTEMPERISMO

Intemperismo refere-se às alterações químicas e físicas dos materiais sólidos da litosfera a partir dos quais os solos são formados. Para a ciência do solo, o intemperismo é importante não apenas por sua ação destruidora da rocha, mas principalmente pela sua ação criadora do solo. Os processos de intemperismo podem ser classificados como processos físicos, os quais alteram o tamanho e a forma das rochas e minerais, e processos químicos, que alteram sua composição.

2.1.1 - Intemperismo Físico

A desagregação dos materiais rochosos, acarretando a fragmentação de rochas e de seus constituintes mineralógicos, sem alterações químicas significativas, constitui o intemperismo físico. Portanto, ele resulta na redução do tamanho das partículas dos minerais. Essa redução é importante porque irá aumentar a área superficial por massa do material, aumentando assim, o contato do mineral com a solução do solo e, conseqüentemente, a velocidade dos processos químicos.

A maior ou menor atuação do intemperismo físico, depende das condições climáticas locais, da geomorfologia, da natureza da rocha e da sua superfície de exposição.

De maneira geral, o intemperismo físico se caracteriza pela produção de formas poliédricas de crostas agudas, que acabam desaparecendo pelos efeitos do transporte ou do intemperismo químico. Algumas vezes, porém, os próprios processos físicos se encarregam de eliminar as formas agudas dos minerais e rochas.

Os principais agentes do intemperismo físico são: o efeito térmico da radiação solar, ação mecânica da água, ação mecânica dos ventos e ação mecânica dos seres vivos.

Efeito térmico da radiação solar. Geralmente, nas regiões de clima quente, as rochas estão submetidas a grandes variações térmicas. Durante o dia elas se aquecem por ação dos raios solares e esfriam a noite por efeito da radiação. Assim, a elevação diurna da temperatura provoca a dilatação das rochas.

Formação do Solo

Este efeito não é uniforme, uma vez que o coeficiente de dilatação dos minerais constituintes é muito variável. Os minerais de coloração mais escura geralmente absorvem e irradiam o calor com maior rapidez que os de cores claras. A repetição constante do aquecimento diurno e resfriamento noturno, desiguais em vários pontos da rocha, promove um relaxamento progressivo da estrutura da rocha e posterior fendilhamento e desagregação.

O descascamento ou esfoliação das rochas que consiste no desprendimento das suas camadas externas, se dá em virtude da diferença de dilatação entre as partes externas e internas das rochas por efeito das variações térmicas.

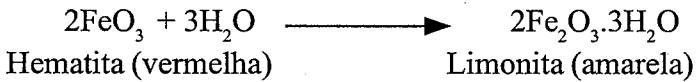
Ação mecânica da água. A água tem maior importância como agente do intemperismo químico, mas ela efetua também um trabalho mecânico considerável. As águas dos mares, rios e outros cursos d'água são agentes de destruição das rochas. O choque contínuo das águas contra as rochas provoca sua alteração física. Essa ação mecânica depende da presença de materiais sólidos em suspensão, fragmentos de minerais e rochas arrancados pelo movimento das águas. Nas regiões frias, a alteração física das rochas depende especialmente da água em forma de gelo. A água penetra nos poros das rochas e ao passar do estado líquido para o sólido, aumenta de volume, exercendo pressões e provocando fendilhamento.

Ação mecânica dos ventos. A energia cinética dos ventos em regiões áridas e quentes é responsável pelas alterações das rochas ou pelo menos pela formação de estruturas mais porosas. Dependendo da quantidade de partículas sólidas transportadas pelas correntes de ar, o vento pode ter ação corrosiva. O vento, carregado de pó e areia, tem ação fragmentadora muito acentuada, produzindo um polimento e originando efeitos curiosos. Os efeitos dos ventos são essencialmente mecânicos e provocam a erosão eólica.

Ação mecânica dos seres vivos. Esta ação se verifica com menor intensidade que os outros fatores citados. Existem as ações das raízes de vegetais que ao penetrarem nos interstícios das rochas e aumentarem posteriormente o seu diâmetro, terminam por exercerem pressões provocando

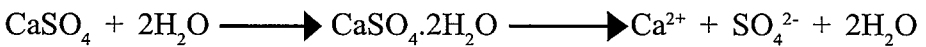
Solos Agrícolas

dos cátions ou ânions, no mineral, e diminui a estabilidade do mesmo. Minerais, tais como os neo-, soro-, ciclo- ou inossilicatos que são formados por tetraedros de silício intercalados com cátions para balancear as cargas negativas, são muito sensíveis à hidratação. A facilidade de intemperização dos minerais silicatados aumenta quando o número de ligações Si-O-Si diminui e quando o número de cátions, necessários para balancear as cargas negativas do tetraedro, aumenta. Minerais como quartzo, um tectossilicato, são muito resistentes ao intemperismo uma vez que eles contêm um grande número de ligações Si-O-Si e poucos cátions presos por ligações iônicas, que são sujeitas à hidratação. Ex: evolução da limonita a partir da hematita:

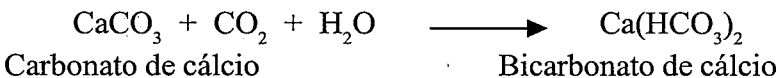


Quando a limonita, por efeito de condições climáticas, perder a água de hidratação, ela voltará à forma de hematita com visível modificação na cor.

Dissolução. A água é um excelente solvente para os ânions e cátions que compõem os minerais do solo. A água hidrata as espécies iônicas, protege os cátions e ânions e reduz a atração elétrica entre os mesmos. Eventualmente, a água provoca uma total separação dos cátions e ânions que formam o mineral, isto é, dissolve o mineral em suas espécies solúveis.



Carbonatação. Carbonatação é o processo de decomposição de rochas e minerais, resultante da ação do gás carbônico, principalmente, dissolvido em água.



As rochas silicatadas podem ser decompostas por hidrólise, originando, por exemplo, os hidróxidos de sódio, potássio e cálcio. O gás carbônico

Formação do Solo

promove a carbonatação desses hidróxidos e a formação dos carbonatos correspondentes, podendo, posteriormente transformá-los em bicarbonatos solúveis. Outro exemplo de carbonatação é a formação de estalactites e estalagmites encontradas no interior de grutas e cavernas. As águas carbonatadas subterrâneas produzem a dissolução e transporte da calcita das rochas, através das quais circulam, promovendo posteriormente à precipitação do carbonato de cálcio.

2.2 - PEDOGÊNESE

Pedogênese é a parte da ciência do solo que tenta explicar os fatores e processos que intervêm na formação do solo e que resultam na sua evolução. Ocorre após a gênese ou intemperização. Assim, a gênese ocorre nas rochas para formar o solo enquanto a pedogênese ocorre no próprio solo. É difícil separar a gênese da pedogênese, uma vez que possuem muitos fatores e processos em comum.

Diferentes solos são formados pelos mesmos processos físicos e químicos, no entanto, eles diferem entre si porque, além de serem desenvolvidos a partir de diferentes materiais parentais, são submetidos aos processos de formação que ocorrem com intensidades diferentes. A quantidade de hidrólise, hidratação, oxi-redução ou dissolução que ocorre, tanto quanto o movimento diferenciado dos produtos dessas reações e a deposição de matéria orgânica, são todos função dos cinco fatores de formação do solo: **material parental, clima, topografia, organismos, tempo.**

2.2.1 - Fatores de Formação do solo

Material parental. Material parental é um fator de formação do solo considerado “passivo”; é o material que é alterado pelos processos químicos e físicos para produzir o solo; ele afeta a formação do solo principalmente através da quantidade e tipo de minerais que contem. Quando no material parental predominam minerais de fácil intemperização, tais como os

Solos Agrícolas

neossilicatos ou sorossilicatos, eles rapidamente são alterados formando o solo. Ao contrário, quando predominam minerais mais resistentes ao intemperismo, tais como o quartzo (tectossilicatos), o desenvolvimento do solo é mais demorado.

A deficiência ou excesso de um determinado nutriente para as plantas ou algum elemento tóxico, no material parental, pode afetar o desenvolvimento dos solos e o tipo e a quantidade do crescimento vegetal. Por exemplo, o baixo nível de cálcio em solos formados a partir de rochas pobres nesse elemento pode limitar o crescimento vegetal.

A composição química do material parental determina as propriedades de solos “jóvens”. A medida em que vai ocorrendo a formação do solo, o clima e os organismos tornam-se os fatores de formação dominantes e por isso são eles que vão determinar as propriedades dos solos. Os primeiros pedólogos observaram que os solos formados a partir de diferentes materiais parentais sob clima semelhante, eventualmente, desenvolveram perfis semelhantes enquanto que os solos formados a partir de semelhantes materiais parentais em diferentes climas, desenvolveram perfis com características diferentes.

Clima. Temperatura e água controlam a intensidade do intemperismo do solo. A temperatura afeta a velocidade das reações químicas e biológicas. A disponibilidade de água, junto com a temperatura, determina o tipo e a quantidade de plantas, animais e atividades microbianas, da mesma forma que a quantidade de água disponível para que os processos físicos e químicos ocorram sobre o material parental e no perfil do solo.

A quantidade de água que infiltra e se movimenta para diferentes profundidades, através do perfil do solo, é o principal fator que controla o intemperismo dos minerais e a formação do perfil do solo. O movimento da água através do solo (lixiviação) é devido o mesmo ser um sistema aberto. Grandes quantidades de elementos químicos, como cálcio, silício, alumínio e outros, são perdidos, através do perfil do solo, devido à lixiviação. Por outro lado, o movimento de água, através do perfil do solo, pode também formar horizontes dos solos pela redistribuição das suas partículas, como é o caso das argilas dos horizontes superiores que são carregadas para os horizontes subsuperficiais.

Formação do Solo

A água que não infiltra no solo ou que se acumula sobre o mesmo, é perdida por evaporação ou por escoamento superficial. Os efeitos desse escoamento podem ser negativos para um determinado local e positivos para outro. Isto é, a erosão, por um lado, diminui a espessura do horizonte superficial e por outro, principalmente na parte mais baixa do relevo, aumenta a espessura desse horizonte devido à deposição do material erodido.

A temperatura é função da quantidade de radiação solar que atinge a superfície dos solos. As flutuações da temperatura são mecanismos importantes no intemperismo físico dos solos e na formação da estrutura do solo. Aquecimento e resfriamento resultam na expansão diferencial dos minerais que compõe as rochas. Isto causa a desintegração das camadas das rochas, ou seja, a esfoliação. O congelamento e o degelo dos solos são responsáveis pela desintegração da rocha devido à expansão da água e a abertura de fraturas nas rochas.

Topografia ou relevo. Topografia refere-se à conformação do terreno (plana, ondulada, acidentada ou montanhosa). A topografia juntamente com a textura e agregação do solo afetam a infiltração da água provocando, com isso, o escoamento da mesma se a taxa de precipitação for maior que a taxa de infiltração. O grau de declive e comprimento da rampa influenciam no caminhamento da água regulando sua velocidade e, conseqüentemente, seu poder erosivo. O escoamento resulta em uma menor quantidade de água para atuar no desenvolvimento do solo (pedogênese) e no crescimento das plantas. Também resulta em solos mais secos, com horizontes superficiais mais rasos e com menor quantidade de matéria orgânica do que aqueles solos formados em áreas que não estão sujeitas a escoamento. Os horizontes superficiais mais rasos são devidos, em parte, a menor quantidade de água que possuem para a formação do solo e, em parte, devido ao processo de erosão.

Organismos. Microrganismos (fungos, bactérias, etc), animais (insetos, minhocas, etc), plantas superiores (árvores, arbustos, etc) e o homem, influenciam na formação do solo. Os microrganismos agem na decomposição de material orgânico e também produzem substâncias que podem complexar

íons metálicos modificando a química da solução do solo e a mobilidade desses metais. Eles participam das reações de oxidação e redução do nitrogênio e enxofre.

Os animais, como por exemplo, as minhocas, agem no solo promovendo uma mistura das partículas do solo. As plantas superiores determinam a quantidade e o tipo dos resíduos orgânicos que são adicionados aos solos. Elas são importantes na reciclagem dos nutrientes uma vez que os mesmos são retirados (absorvidos) de todas as profundidades do perfil do solo e depois voltam para a superfície do mesmo quando as folhas, galhos, etc, dessas plantas caem ao solo. O homem influencia na formação do solo através da adubação e irrigação, usando o fogo e influenciando na topografia do terreno.

Tempo. A facilidade ou resistência ao intemperismo que os minerais do material parental apresentam, a quantidade de água disponível para o desenvolvimento do solo e a temperatura do solo interagindo com o tempo, podem aumentar ou diminuir a quantidade de solo desenvolvido em um determinado período de tempo. Por isso pode-se dizer que, as vezes, solos com o mesmo grau de desenvolvimento podem ter idades cronológicas diferentes.

2.2.2 - Processos Pedogenéticos

Os processos pedogenéticos que resultam na constituição de horizontes com características diferentes ao longo do perfil do solo são: **adição, remoção, translocação e transformação.**

Adição. A adição pode ser feita pela chuva, pela vegetação e por outros agentes. Os materiais adicionados, normalmente são matéria orgânica, ácido carbônico e nítrico, fertilizantes e sais.

A adição da matéria orgânica se relaciona principalmente com a vegetação. Os numerosos produtos que derivam da decomposição dos resíduos vão se agregando aos solos e com o tempo são incorporados aos mesmos. O acúmulo de matéria orgânica no solo é determinado por vários

Formação do Solo

fatores, inclusive pela qualidade, quantidade e tempo de deposição. Os solos de florestas recebem um acúmulo superficial muito grande, oriundo de folhas, galhos etc. Já o acréscimo pelas raízes das árvores é reduzido. No caso das gramíneas, as raízes produzem um grande acúmulo de matéria orgânica nos solos.

Vários elementos químicos como nitrogênio, potássio, fósforo, cálcio, magnésio, enxofre e outros, são fornecidos aos solos pelo homem através dos fertilizantes e/ou corretivos. No caso dos sais, os mesmos podem ser adicionados ao solo pela água de irrigação ou por movimentação lateral da água entre solos adjacentes.

A erosão também é responsável pela adição de grande quantidade de material em solos localizados nas partes mais baixas do relevo.

Remoção. As principais remoções do solo ocorrem quando a precipitação é maior que a evapotranspiração e os materiais do solo são levados para fora deles. O agente de remoção é a água e o processo é chamado lixiviação, eluviação ou lavagem.

As remoções são de cátions, como cálcio, magnésio, sódio e potássio (bases). Os mais solúveis se encontram na forma de cloreto, nitrato, nitrito, carbonato, bicarbonato e sulfato. A sílica também é eliminada em forma de silicato, ácido silícico ou mesmo sílica coloidal após a liberação dos minerais por hidrólise. A remoção da sílica marca a etapa final da evolução do solo.

Os sesquióxidos em condições anaeróbicas e na presença da matéria orgânica tornam-se solúveis e são removidos com a água de percolação.

Pode haver também remoção por erosão da superfície do solo.

Translocação, transporte ou redistribuição é o movimento de alguns materiais e substâncias dentro do perfil do solo, produzindo acumulações e modificações visíveis. A água é também o agente mais importante e o processo pode ser considerado uma lavagem, porém bem mais lenta. As transferências dentro do perfil do solo são a causa principal de sua diferenciação em horizontes.

A translocação é o processo pedogenético mais importante na salinização dos solos. Os sais mais comumente translocados são cloreto,

bicarbonato, sulfato e carbonato de cálcio, magnésio, sódio e potássio. A translocação também pode ser de argila (horizonte B textural) e de matéria orgânica (podzol).

Transformação. As transformações que ocorrem podem ser de caráter químico, quando no solo, os materiais originam as argilas, por exemplo, e de caráter físico como formação de estrutura, fendilhamento, autoinversão e pedoturbação. A formação de estrutura se dá, em princípio, formando agregados e como um passo complementar, a sua estabilização. Para a formação de estrutura há necessidade de que os colóides do solo (argila e húmus) floculem, que haja mudanças de volume (secagem e umedecimento) do solo e o efeito das raízes das plantas. Já a sua estabilização é função principalmente de compostos orgânicos, sesquióxidos de ferro e alumínio, carbonatos e da própria argila. O fendilhamento ocorre normalmente em solos com elevado conteúdo em argila expansível como a montmorilonita, nos períodos secos, por contração. Quando ocorre o período chuvoso, a parte inferior do solo se umedece em primeiro lugar criando pressões ascendentes e laterais, deixando espaços que condicionam a formação de pequenas elevações (microrrelevo gilgai) provocando a autoinversão. Já a pedoturbação ocorre por modificações no solo por organismos vivos, como por exemplo, as minhocas.

2.3 - PERFIL DO SOLO

À medida que as rochas se intemperizam e os processos pedogenéticos atuam sobre o material intemperizado vai havendo a formação do solo. Assim, o solo pode ser considerado a interface entre a atmosfera e a rocha, ou, o material não consolidado da crosta terrestre o qual é diferenciado em horizontes e/ou camadas que se dispõem de forma paralela à superfície do terreno.

Neste contexto, perfil do solo pode ser definido, então, como a seção vertical do solo que engloba a sucessão de horizontes ou camadas, acrescida do material subjacente, pouco ou nada transformado pelos processos pedogenéticos e o manto superficial de resíduos orgânicos. Resumidamente

Formação do Solo

pode-se dizer que o perfil do solo é o conjunto de horizontes e/ou camadas que abrange verticalmente, desde a superfície do terreno até o material originário. Em alguns horizontes o processo dominante é o acúmulo de matéria orgânica. Em outros, o processo dominante é o acúmulo de argila ou óxidos de ferro, ou a excessiva perda de materiais devido à lixiviação.

A parte superior, mais intemperizada do perfil do solo, correspondente aos horizontes A + B, denomina-se sólum, sendo o regolito o material inconsolidado de rochas intemperizadas que reconre extesas áreas da superfície terrestre (Figura 2.1).

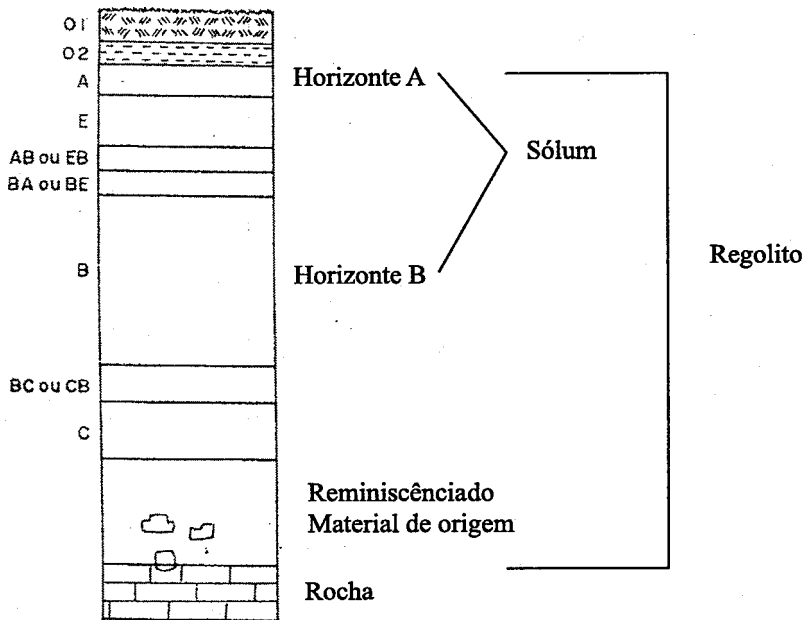


Figura 2.1- Regolito, sólum e rocha de um perfil de solo (Fonte: PRADO, 2000).

É importante salientar que existe diferença entre o que é chamado de horizonte e de camada:

- **Horizonte** é uma seção de constituição mineral ou orgânica, geralmente paralela à superfície do terreno que possui propriedades geradas

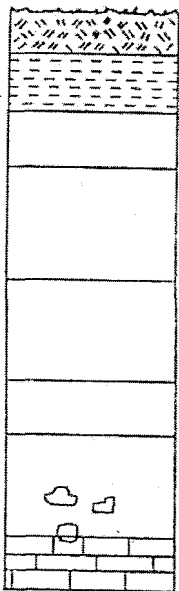
Solos Agrícolas

por processos formadores do solo que lhe conferem características de inter-relacionamento com outros horizontes do perfil. Os horizontes diferenciam-se pela diversidade de propriedades resultantes da ação da pedogênese.

- **Camada** difere de horizonte pelo fato do conjunto de suas propriedades não ser resultante, ou então, pouco influenciada pela atuação de processos pedogenéticos.

Em geral os solos podem ser distinguidos entre si através do tipo de arranjo dos seus horizontes e muitas de suas propriedades podem ser determinadas a partir desse arranjo, do teor de matéria orgânica, da textura, da cor e da estrutura dos horizontes.

Os horizontes ou as camadas podem ser de natureza mineral ou orgânica e assim simbolizados: O, H, A, E, B, C, F e R. Por definição A, E e B são sempre horizontes, enquanto O, H, C e F qualificam horizontes ou camadas, conforme a evolução pedológica, e R simboliza exclusivamente camada (Figura 2.2).



- O Horizonte ou camada de constituição orgânica formado em condições de drenagem livre
- H Horizonte ou camada composto de resíduos orgânicos sob condições de estagnação de água
- A Horizonte superficial mineral diagnóstico de
- E Horizonte mineral de perda de argila, matéria orgânica e óxidos de ferro. Sua cor é mais clara que a do horizonte A
- B Horizonte mineral diagnóstico de subsuperfície
- F Horizonte ou camada mineral, rico em ferro e alumínio
- C Horizonte ou camada mineral, relativamente pouco afetado pelo intemperismo
- R Rocha

Figura 2.2- Esquema representativo de um perfil de solo hipotético mostrando os principais horizontes (Fonte: PRADO, 2000).

Formação do Solo

A identificação dos solos é iniciada no campo pelo exame morfológico do perfil, através do qual são identificados os horizontes, delimitados uns dos outros e nomeados.

A denominação de horizontes é feita por símbolos, representados por letras e números. Convencionalmente, esses símbolos informam a relação genética existente entre horizontes no conjunto do perfil. É o resultado das interpretações feitas pelo técnico durante a descrição do perfil. Quando necessário se completam com dados de laboratório.

Quando os perfis são descritos, adiciona-se normalmente às letras maiúsculas, outras minúsculas e números arábicos que completam a designação dada pelas letras maiúsculas aos horizontes principais. Por exemplo, horizonte Bh, sendo que o “h” significa acumulação iluvial de matéria orgânica (húmus), neste caso, no horizonte B. Além do subscrito “h” existem outros, como, c, d, f, etc, com outros significados.

Após a identificação dos horizontes no campo e do estudo complementar feito em laboratório, os horizontes são nomeados de acordo com as propriedades que apresentam. Por exemplo, Horizonte A Chernozêmico, Horizonte A Proeminente, Horizonte A Húmico, Horizonte B latossólico, Horizonte B textural, e assim por diante. Esses horizontes assim nomeados são os chamados horizontes diagnósticos de superfície (no caso do horizonte A) ou de subsuperfície (no caso do horizonte B). Os horizontes diagnósticos são muito importantes como critério de formação de classes e referenciamento de identificação dos solos. Tais horizontes são usados como elementos-chaves na formulação das diferentes classes de solos. Todos os solos devem satisfazer às exigências de possuir os horizontes diagnósticos, que por definição sejam requeridos para admissão em cada uma das classes do sistema taxonômico adotado.

A complementação dessas informações pode ser encontrada em Prado (2000).

2.4 - COR DO SOLO

Cor é a impressão que a luz refletida nos corpos produz no olho. Portanto, a cor pode mudar com o tipo de luz.

Solos Agrícolas

A cor é um dos mais úteis atributos para caracterizar solos e sua determinação constitui importante fonte de informações para a pedologia. As várias tonalidades existentes no perfil do solo, por exemplo, permitem separar os seus horizontes e algumas vezes, evidenciar condições muito importantes como a riqueza do solo em matéria orgânica, condições de redução, drenagem deficiente, entre outras.

O sistema solo pode ser considerado uma mistura de partículas minerais e orgânicas que interagem com a luz incidente gerando, com isso, as diferentes cores. A cor do solo é função, principalmente, da presença de óxidos de ferro e matéria orgânica, além de outros fatores, tais como a umidade e a distribuição do tamanho das partículas. Porém, erros substanciais na determinação da cor do solo ocorrem em função da diferença de percepção entre observadores e da não padronização da iluminação (TORRENT & BARRÓN, 1993).

A matéria orgânica é a principal responsável pelas cores escuras dos solos. À medida que aumenta o teor de matéria orgânica em um mesmo tipo de solo, este pode ter sua cor variando do branco ao negro.

As cores vermelhas dependem do conteúdo de sesquióxidos e óxidos de ferro não hidratados. Por outro lado, as cores amarelas e cinza-amareladas dependem do conteúdo de óxidos hidratados. Essas cores que dependem dos compostos de ferro podem indicar com segurança as condições de drenagem do solo. Em geral as cores vermelhas indicam boa oxidação e boa drenagem e as cores cinzentas ou azuladas indicam condições redutoras e má drenagem. Já as cores brancas, sempre dependem do conteúdo de sílica na forma de quartzo como é o caso dos horizontes E dos Podzóis. A presença de carbonatos de cálcio e de magnésio, típicos de regiões áridas, proporciona coloração esbranquiçada ao solo.

A cor é determinada no campo pela sua comparação visual com padrões existentes na carta de cores de Munsell. No entanto, em decorrência de fatores físicos e psicofísicos, muitos erros estão envolvidos no método visual de determinação da cor. Assim, a distinção de solos com base na sua cor lança mão de um parâmetro determinado de forma subjetiva. Isso pode resultar, muitas vezes em divergências na classificação dos solos, uma vez que, o segundo nível categórico de classificação de algumas classes de solo é dado pela notação de cor determinada pela comparação com a carta de

Munsell (EMBRAPA, 1999). Por exemplo, a cor de Argissolos e Latossolos define a nomenclatura do segundo nível categórico dessas duas ordens de solos.

2.4.1 - Determinação da Cor do Solo

As cores dos solos normalmente são determinadas comparando-se a cor do solo com as cores padrões da Carta de Cores de Munsell.

O sistema de Munsell para a determinação da cor do solo se baseia em três variáveis: *matiz* (nome da cor), *valor* (brilho ou tonalidade) e *croma* (intensidade ou pureza).

O *matiz* refere-se a cor espectral dominante, podendo ser uma cor pura, tal como vermelho (Red, R) e amarelo (Yellow, Y), ou uma mistura de cores puras, por exemplo, vermelho-amarelo (RY). Cada região de um matiz é dividida em 10 partes. No entanto, são representadas apenas 2,5; 5,0; 7,5 e 10. O número 5,0 corresponde a uma cor pura (5,0R ou 5,0Y) ou a uma cor formada por partes iguais de duas cores puras (5,0YR).

A carta de cores para solos apresenta os seguintes matizes: 5,0R; 7,5R; 10R; 2,5YR; 5,0YR; 7,5YR; 10YR; 2,5Y e 5,0Y e uma carta suplementar para solos gleizados que vai do matiz 5,0Y até 5,0B.

A segunda variável o *valor*, que corresponde ao brilho ou tonalidade, determina-se combinando o branco com preto, numa escala de 0 a 10, obtendo-se as várias tonalidades de cinza.

Por exemplo:

0 - preto puro (ausência de brilho)

1 - 1 parte de branco e 9 partes de preto

2 - 2 partes de branco e 8 partes de preto

3 - 3 partes de branco e 7 partes de preto

4 - 4 partes de branco e 6 partes de preto

5 - 5 partes de branco e 5 partes de preto

6 - 6 partes de branco e 4 partes de preto

7 - 7 partes de branco e 3 partes de preto

8 - 8 partes de branco e 2 partes de preto

9 - 9 partes de branco e 1 parte de preto

10 - somente branco (presença de brilho)

No entanto, a escala de Munsell para solos, usa apenas os valores de 2 a 8.

A terceira variável, o **croma** é a intensidade ou pureza da cor. Pode-se dizer que o croma é a quantidade de cinza de um particular valor que é misturado com a matiz para obter a cor do solo. Por exemplo, um croma igual a 1 seria formado por uma parte da matiz e uma certa quantidade de cinza; um croma igual a 5 seria 5 partes da matiz e uma certa quantidade de cinza, e assim por diante.

2.4.2 - Interpretação das Cores

A cor do solo vem sendo utilizada como um critério que indica a produtividade do solo. Geralmente os solos mais escuros são mais produtivos, principalmente quando a cor é consequência da presença de matéria orgânica; os solos claros, por outro lado, são considerados de baixa produtividade, por serem constituídos principalmente de quartzo que não apresentam nutrientes para as plantas. A seqüência de produtividade, de acordo com o critério cor, se apresenta na seguinte ordem decrescente: negros, pardos, pardos-ferruginosos, pardos-acinzentados, vermelhos, cinzentos, amarelos e brancos.

A cor também pode ser usada como um critério de identificação dos horizontes do perfil do solo. A diferenciação da cor de um horizonte para outro é um dos critérios utilizados pelos morfologistas para delimitá-los. Alguns solos apresentam um perfil aparentemente com uma só cor. Porém, retirando-se pequena amostra do horizonte superior e comparando sua cor com a de horizontes mais profundos, observa-se que há variação na tonalidade ou no brilho (croma e valor). A cor de um solo está correlacionada com a umidade que este solo apresenta, por exemplo, aqueles mais úmidos absorvem mais a luz, aparentando à nossa vista, serem mais escuros do que quando secos. A experiência demonstra que o solo úmido, por perda de umidade, vai clareando até atingir a umidade higroscópica. Há também correlação entre a cor do solo e o gradiente de umidade no qual foi formado. Portanto, em uma toposeqüência, pode-se ter um solo vermelho, na parte mais alta (solo mais seco); vermelho-amarelo na meia encosta; amarelado, com mosqueamento, próximo à baixada; pardo ou mesmo negro, na baixada, onde as condições de umidade são mais acentuadas. O mosqueamento está relacionado a solos

Formação do Solo

que são submetidos a inundações periódicas criando condições de redução e de oxidação alternadas. De acordo com o grau de oxidação e hidratação, os óxidos de ferro podem apresentar as seguintes colorações:

FeO - óxido ferroso, cinzento

Fe_2O_3 - óxido férrico (hematita), vermelha

$2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - óxido férrico hidratado (limonita), amarelo

Outros óxidos de ferro, com diferentes graus de hidratação, têm suas cores variando entre o amarelo e o vermelho, com várias tonalidades.

Solos de coloração avermelhada ou vermelha amarelada, que apresentam elevado teor de óxido de ferro (hematita e goethita) apresentam forte capacidade de reter metais pesados, impedindo a mobilidade destes elementos no solo evitando a absorção pelas plantas e a contaminação dos aquíferos. Devido a esta característica, associado à elevada aeração, estes solos são os mais recomendados para descarte de resíduos que contêm metais pesados.

A textura do solo também se correlaciona com a cor: solos ricos em colóides minerais, de textura fina, com superfície específica elevada, são mais coloridos que os de textura grosseira. Por isso, os solos arenosos, que normalmente são mais claros, acabam sendo mais susceptíveis ao escurecimento pela matéria orgânica do que os barrentos e argilosos.

A cor do solo pode, ainda, ser correlacionada com a idade do solo. Nos solos jovens, a cor é influenciada pelo material parental, que sofreu pequena intemperização e está pouco alterado. No entanto, nos solos mais maduros, os quais a influência do clima foi marcante, a cor se relaciona principalmente com as condições predominantes de temperatura e umidade.

2.4.3 - Metodologia para Determinação da Cor do Solo

A cor do solo, como já foi citado anteriormente, é determinada usando-se a carta de cores de solos de Munsell. Isso se faz comparando a cor de uma amostra do solo com as cores padrões da referida carta, através dos seus orifícios, até encontrar a cor na carta de cores que mais se aproxima da cor do solo. É muito raro a cor da amostra ser perfeitamente igual a de um

Solos Agrícolas

dos padrões. Porém, depois de encontrada a cor na carta que mais se aproxima da cor do solo, faz-se a notação da mesma.

A notação envolve o matiz, o valor e o croma. O matiz é encontrado no alto e à direita de cada folha, por exemplo, 10 R, 2,5 YR etc. O valor é lido à esquerda da linha em que se encontra o padrão e é representado pelo numerador de uma fração ordinária, por exemplo 4/, 8/ etc. O croma da cor é lida na parte inferior da folha e na direção da coluna em que se encontra o padrão, sendo representado pelo denominador de uma fração ordinária, por exemplo, /6, /8 etc. A notação completa será, por exemplo, 10 R 4/6, cujo nome é red (vermelho), e é encontrado, também, na carta de cores de Munsell.

A cor pode ser determinada em diferentes amostras de solo, incluindo torrão seco, com estrutura natural; torrão úmido, com estrutura natural; terra fina seca ao ar (TFSA) e terra úmida. Quando se faz a notação da cor, deve ser registrado se a determinação da mesma foi feita em amostra seca, úmida ou molhada. Se houver registro somente de uma notação de cor, subentende-se que a determinação foi feita em amostra úmida.

No entanto, a cor do solo determinada pelo olho humano, considerando as características, como capacidade de interpretação da cor e habilidade, particulares a cada observador, deve apresentar divergências, quando diferentes pesquisadores determinam a cor de uma mesma amostra de solo. Devido essas divergências Torrent & Barrón (1993), propuseram a determinação em laboratório da cor de amostras de solos pela Espectroscopia de Reflectância Difusa, utilizando os mesmos aparelhos espectrofotométricos comuns em laboratórios, com pequenas adaptações. Outros pesquisadores também utilizaram técnicas espectrofotométricas com aplicação em estudos da cor em edafologia (NAGANO & NAKASHIMA, 1989; MADEIRA NETTO et al., 1997). Em trabalho recente, Campos & Demattê (2004), comparando as determinações da cor de várias amostras de solo feitas por pesquisadores pedólogos e por um colorímetro, detectaram divergências que podem resultar em erros na classificação de solos. Isso levou os autores sugerirem que medidas com o colorímetro devem substituir as leituras de cor feitas com a carta de Munsell com vistas de se obter determinações exatas da cor do solo.

Fase Sólida do Solo

A fase sólida do solo é constituída por uma fração inorgânica ou mineral (minerais primários e secundários), em geral predominante, e uma fração orgânica, que juntas podem ocupar até 50% do volume total do solo.

3.1 - FRAÇÃO MINERAL

3.1.1 - Mineralogia

A crosta terrestre contém uma grande variedade de minerais, no entanto, o silício e alumínio, juntamente com o oxigênio e ferro, constituem 95% do volume total da parte superior da litosfera (12-15 km superiores da crosta terrestre), denominada de Sial. Além desses elementos, seguem em importância, cálcio, magnésio, sódio e potássio, sendo, portanto, os constituintes mais comuns nos minerais.

Os minerais, de acordo com os cátions que estão ligados aos oxigênios de suas estruturas cristalinas, podem ser classificados nos seguintes grandes grupos:

a) **Silicatos** = silício + oxigênio

b) **Aluminossilicatos** = silício + alumínio + hidrogênio + oxigênio

Solos Agrícolas

Os silicatos e/ou aluminossilicatos laminares são formados pela combinação de lâminas de tetraedros de silício e lâminas de octaedros de alumínio, como será visto adiante.

c) **Óxidos e hidróxidos de alumínio** = alumínio + oxigênio e/ou hidroxila

d) **Óxidos e hidróxidos de ferro** = ferro + oxigênio e/ou hidroxila

e) **Óxidos e hidróxidos de manganês** = manganês + oxigênio e/ou hidroxila

Os óxidos, juntamente com os aluminossilicatos amorfos, como a alofana, são os mais importantes minerais não laminares encontrados na fração argila dos solos.

f) **Carbonatos** = cátions + carbono + oxigênio

O mineral de carbonato mais abundante no solo é a calcita (CaCO_3), que ocorre, em geral, em solos de regiões áridas e semi-áridas ou em horizontes subsuperficiais de solos de regiões úmidas derivados de material calcário.

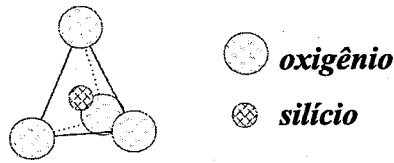
g) **Sulfatos** = cátion + enxofre + oxigênio

O gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), é um mineral de sulfato que ocorre em muitos solos de regiões áridas e semi-áridas.

A análise da estrutura cristalina dos solos minerais revela que há diversos tipos de unidades cristalinas as quais se repetem muitas e muitas vezes nos diferentes minerais, como descrito abaixo.

Tetraedro. A estrutura básica tetraedral consiste em quatro íons de oxigênio (O^{2-}) ligados, de forma coordenada, ao redor de um íon de silício (Si^{4+}), formando a unidade iônica (SiO_4)⁺ (Figura 3.1). Esta unidade é representada por uma pirâmide com quatro lados e a carga negativa (-4) resultante do arranjo tetraédrico é compensada por ligações com íons positivos (Fe^{2+} , Mg^{2+} , etc) restabelecendo o equilíbrio eletrostático.

Fase Sólida do Solo



vista de cima, o silício não aparece

Figura 3.1- Diferentes representações da estrutura de tetraedro de silício

Octaedro. A estrutura básica octaedral é composta por seis oxigênios e/ou hidroxilas coordenados ao redor de um cátion alumínio central (Figura 3.2). A representação de um octaedro é uma figura de oito lados gerada quando o centro dos átomos de oxigênios é conectado com as superfícies planares.

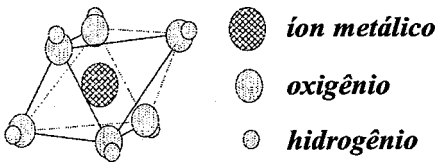


Figura 2.2- Estrutura do octaedro

3.1.1.1 - Classificação dos Minerais Silicatos e Aluminossilicatos

Os mais importantes minerais encontrados no material parental ou formados no solo pelo intemperismo pertencem aos grupos dos silicatos e aluminossilicatos. É importante entender como esses minerais, primários e secundários, se relacionam entre si, estruturalmente, da mesma forma que

Solos Agrícolas

entender as mudanças que ocorrem nas suas estruturas durante a formação do solo.

A facilidade com que os silicatos (mineral primário) são intemperizados é função do número de ligações Si-O-Si que apresentam. Essas ligações são covalentes, muito fortes e não são facilmente quebradas pelos processos de intemperismo. Por isso, quanto maior for o número delas por célula unitária, mais o mineral será resistente aos processos de intemperismo. Entende-se por célula unitária o menor arranjo tridimensional de um cristal e a repetição dessa célula ao longo dos eixos horizontal e vertical é o que forma os minerais.

Neossilicatos - são minerais compostos de tetraedros de silício individuais ligados entre si através de cátions compartilhados como Ca, Mg e/ou Fe, que estão dispersos em intervalos regulares, entre os tetraedros. Não há ligação Si-O-Si unindo os tetraedros individuais, conseqüentemente, os neossilicatos são instáveis no solo e facilmente intemperizados. O principal mineral representante dessa classe é a olivina.

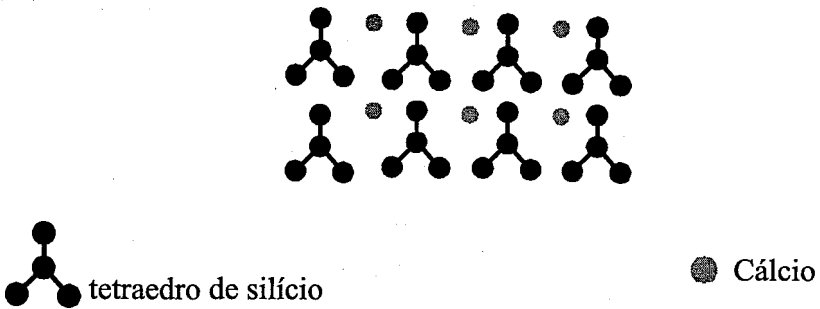


Figura 3.3- Arranjo estrutural do tetraedro de silício e íons metálicos no mineral neossilicato

Sorossilicatos - são minerais compostos por dois tetraedros de silício unidos por um oxigênio em comum. A unidade estrutural básica é composta por dois cátions Si^{4+} coordenado com sete ânions de O^{2-} o que resulta em uma estrutura com 6 cargas negativas ($7 \times \text{O}^{2-} + 2 \times \text{Si}^{4+} = -14 + 8 = -6$). Esse excesso de cargas negativas é balanceado pelos cátions, regularmente dispersos entre as

Fase Sólida do Solo

unidades estruturais. A atração iônica entre esses cátions dispersos e os tetraedros mantém os minerais juntos. O grau de ligações Si-O-Si nos sorossilicatos é maior do que nos neossilicatos, por isso eles não são tão facilmente intemperizados quanto aos neossilicatos, porém, ainda são considerados facilmente intemperizados. Exemplo desse mineral: epídote.

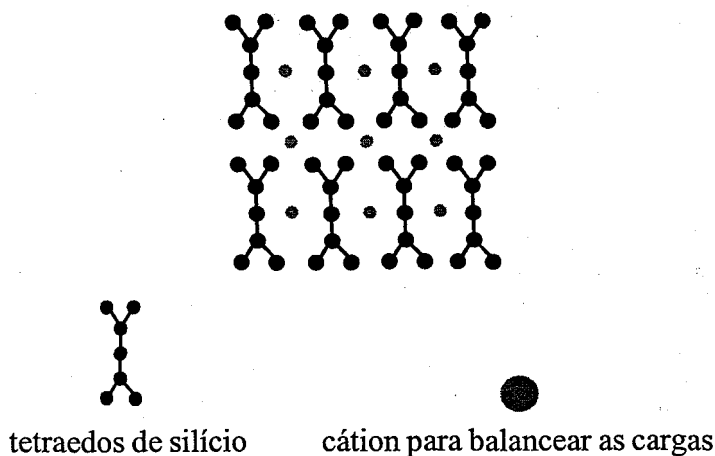


Figura 3.4- Arranjo estrutural dos tetraedros de silício e íons metálicos no mineral sorossilicato

Ciclossilicatos. Ciclossilicatos são minerais compostos de tetraedros de silício que se ligam entre si, compartilhando seus oxigênios, para formar uma estrutura em anel. As unidades tem uma proporção de Si/O de 1/3 o que resulta em uma carga negativa líquida igual a -2 ($3xO^{2-} + 1xSi^{4+} = -6 + 4 = -2$). Essas cargas negativas são balanceadas (ou neutralizadas) pelos cátions dispersos entre as unidades cíclicas. Estas unidades são unidas entre si da mesma maneira que nos neossilicatos e sorossilicatos, isto é, pela atração iônica das unidades cíclicas adjacentes pelo mesmo cátion. Em outras palavras, o cátion vai servir de elo entre duas unidades cíclicas adjacentes. Exemplo desse tipo de mineral é a turmalina.

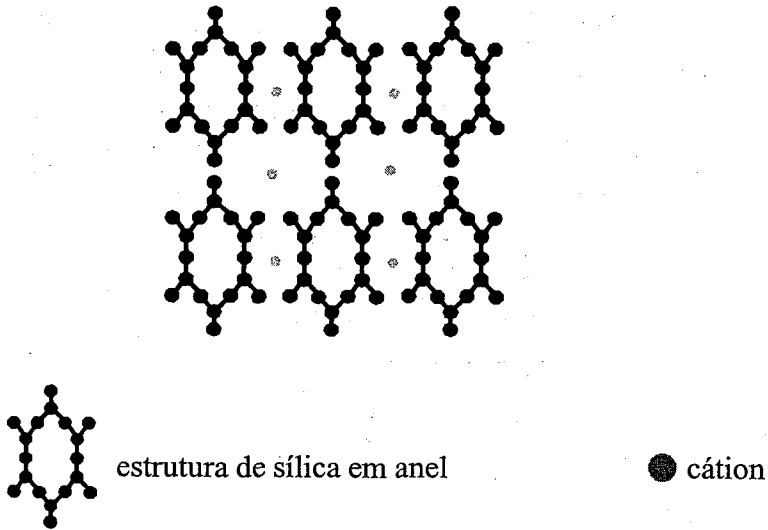


Figura 3.5- Arranjo estrutural de tetraedros de silício e íons metálicos no mineral ciclossilicato

Inossilicatos. Inossilicatos são minerais formados por uma simples ou dupla cadeia de tetraedros de silício. Aquele de cadeia simples também tem uma proporção de Si/O de 1/3 conferindo à unidade uma carga negativa igual a -2. Além disso, uma parte dos tetraedros pode ter seus íons Si^{4+} substituídos por Al^{3+} o que resultará em um maior número de cargas negativas por unidade mineral. Exemplo dos inossilicatos de cadeia simples são os piroxênios dos quais a augita é um exemplo específico. Os inossilicatos de dupla camada têm proporção de Si/O igual a 4/11 e teria uma carga positiva se não fosse a substituição do silício pelo alumínio em quase metade dos tetraedros da estrutura. Esses minerais consistem de cadeias de tetraedros de silício e/ou alumínio ligadas a outras cadeias de tetraedros através dos cátions, que satisfazem as cargas negativas das cadeias. Exemplo desse tipo de mineral são os anfibólios, dos quais hornblenda é o exemplo mais específico.

Fase Sólida do Solo

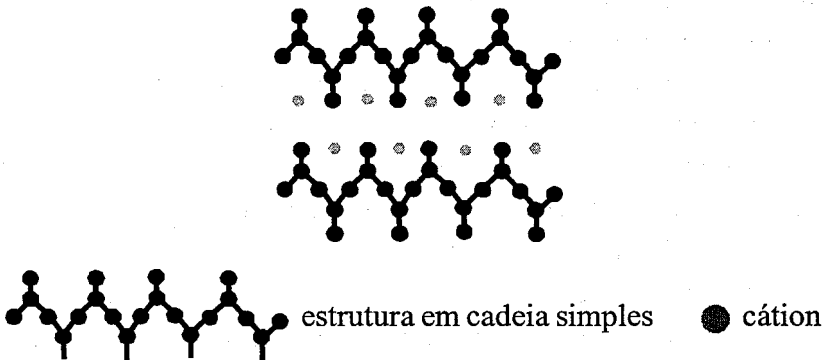


Figura 3.6- (a) Arranjo estrutural de inossilicatos de cadeia simples

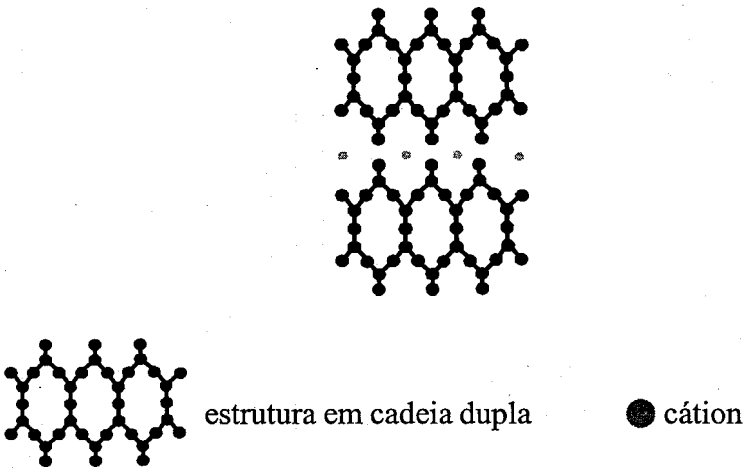


Figura 3.6- (b) Arranjo estrutural de inossilicatos de cadeia dupla

Tectosilicatos. Tectosilicatos são minerais com arranjo tridimensional de tetraedros. As duas maiores divisões dos tectosilicatos são identificadas como quartzo e feldspatos.

a) Quartzo. A unidade que se repete formando o cristal é o tetraedro de silício sendo que cada um de seus oxigênios é compartilhado com outros tetraedros adjacentes. A proporção de Si/O é 1/2 o que confere ao cristal a neutralidade, ou seja, nenhum cátion é necessário para manter a eletroneutralidade do cristal. A grande resistência do quartzo ao intemperismo

Solos Agrícolas

é o resultado do grande número de ligações Si-O-Si no cristal e a ausência de cátions presos por ligações iônicas.

b) Feldspatos. Esses minerais também consistem de um arranjo tridimensional de tetraedros de silício, porém, em metade desses tetraedros ocorre a substituição do silício pelo alumínio o que resulta no aparecimento de cargas negativas sobre o cristal e, conseqüentemente o aparecimento de cátions dispersos nas aberturas dos arranjos para manter a eletroneutralidade do cristal. Os feldspatos apresentam menos ligação Si-O-Si do que o quartzo e por causa da menor valência do alumínio, contem cátions na suas estruturas que estão sujeitos a hidratação durante o intemperismo. Assim, esses minerais são menos estáveis que o quartzo. Como exemplo tem-se a microclina, zeolito e albita.

Filossilicatos. Esse mineral é formado por lâminas de tetraedros de silício ligadas, através do oxigênio compartilhado, às lâminas de octaedros de alumínio ou magnésio, formando camadas. As cargas negativas que apresentam, devido à substituição isomórfica, são balanceadas por uma variedade de cátions que são ou fortemente retidos (fixados) ou fracamente retidos (trocáveis) entre as camadas. Esses minerais têm sido denominados de silicatos, aluminossilicatos ou minerais de argila.

A maioria dos minerais secundários, isto é, minerais que não faziam parte do material parental, mas sim formados no solo durante o processo de pedogênese, são filossilicatos ou óxidos/ hidróxidos de metal.

Os filossilicatos são compostos de diferentes arranjos de lâminas de tetraedros e octaedros ligadas através de oxigênios compartilhados. Esses minerais consistem de camadas presas a outras, semelhantes ou não, por ligações de hidrogênio, forças de Van der Waals ou atração eletrostática das camadas adjacentes pelos cátions localizados entre as camadas.

A lâmina de tetraedro é composta de individuais tetraedros ligados entre si por oxigênios que são comuns às duas estruturas (por exemplo, ligação Si-O-Si). A lâmina de octaedro é composta de octaedros individuais ligados entre si pelos oxigênios que são comuns a duas diferentes estruturas de octaedros.

Fase Sólida do Solo

Os filossilicatos (minerais de argila) diferem dos outros minerais que contêm silício pelo fato de terem a lâmina de tetraedro de silício ligada, através do oxigênio compartilhado, à lâmina de octaedro de alumínio, formando assim as camadas, as quais podem ser do tipo 1:1; 2:1 ou 2:1:1.

A camada do tipo 1:1 é formada por uma lâmina de tetraedro de silício e uma de octaedro de alumínio que se ligam através de oxigênio compartilhado (Figura 3.7).

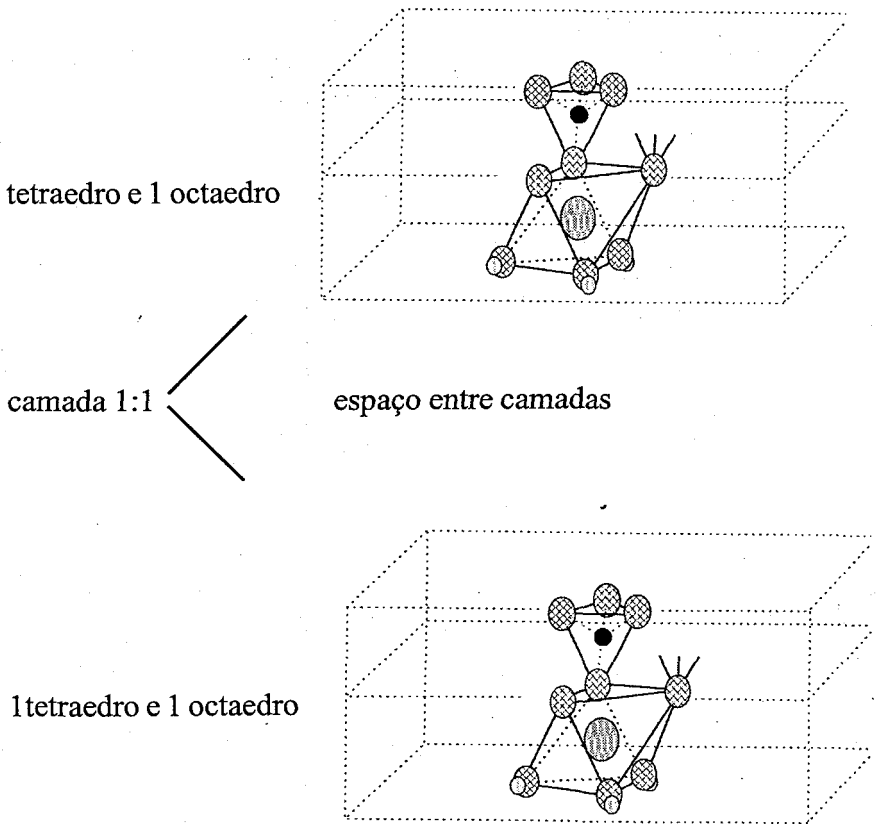


Figura 3.7- Arranjo estrutural da camada 1:1

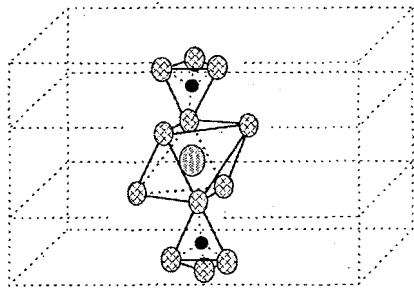
A lâmina de octaedro é ligada ao oxigênio apical da lâmina de tetraedro produzindo desta forma uma camada com superfícies planas sendo uma de oxigênio e a outra de hidroxilas. A primeira superfície é proveniente dos

Solos Agrícolas

tetraedros e a segunda dos octaedros. Os minerais de argila, neste caso, são compostos por várias camadas 1:1 dispostas de maneira tal, que a lâmina de tetraedro de uma camada fique adjacente à lâmina de octaedro da outra camada. Eles não são expansíveis e nem apresentam substituições isomórficas. Como exemplo tem-se as caulinitas e haloisitas, que são caulinitas hidratadas.

A camada do tipo 2:1 é formada por duas lâminas de tetraedro de silício e uma de octaedro de alumínio ligadas entre si por oxigênio compartilhado (Figura 3.8). Os minerais de argila, neste caso, são formados por várias camadas 2:1 que se ligam através de pontes de hidrogênio, uma vez que, as duas faces, superior e inferior, da camada são de oxigênio. Devido a isto, esses minerais apresentam as propriedades de expansão e contração e podem apresentar substituições isomórficas. Como exemplos deste grupo tem-se a montmorilonita, vermiculita e illita.

2 tetraedros e 1 octaedro



camadas 2:1

espaço entre as camadas

2 tetraedros e 1 octaedro

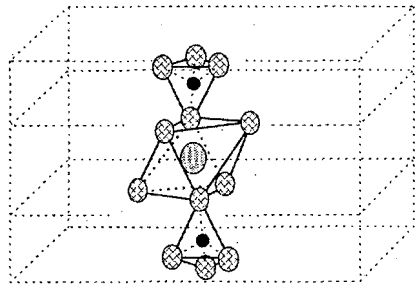


Figura 3.8- Arranjo estrutural da camada 2:1

Fase Sólida do Solo

A camada do tipo 2:1:1 pode ser formada por duas lâminas de tetraedro de silício, uma de octaedro de alumínio e uma camada de brucita ($Mg_3(OH)_6$). Os minerais que apresentam esse tipo de camada, como é o caso da clorita, não são expansíveis e apresentam substituições isomórficas. A substituição do magnésio pelo alumínio na camada de brucita origina as cargas positivas que neutralizam as negativas formadas na estrutura tetraedral. Em decorrência disso, a clorita apresenta baixa capacidade de troca catiônica.

3.1.1.2 - Substituição Isomórfica

A substituição isomórfica é a substituição de um íon, que faz parte da rede cristalina, por um outro íon, de tamanho semelhante. Normalmente, o íon a ser substituído tem uma carga maior ou igual a do íon que vai lhe substituir, por exemplo a substituição do Si^{4+} pelo Al^{3+} nos tetraedros de silício ou do Al^{3+} pelo Mg^{2+} nos octaedros de alumínio. Neste caso as cargas negativas dos íons O^{2-} e OH^- , na estrutura mineral, ficam desbalanceadas, produzindo então uma carga líquida negativa sobre o mineral. Na maioria das vezes, a substituição isomórfica ocorre durante a cristalização do mineral e ela é a responsável pelas cargas permanentes dos solos. A substituição isomórfica é a principal fonte de cargas negativas das argilas de grade 2:1, porém tem pouca importância para os minerais do tipo 1:1.

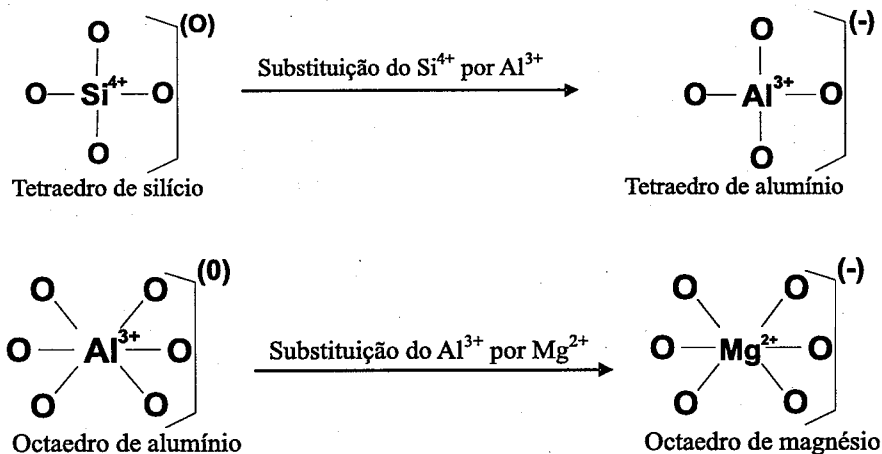


Figura 3.9- Representação esquemática da substituição isomórfica do silício pelo alumínio no tetraedro e do alumínio pelo magnésio no octaedro.

3.1.2 - Distribuição do Tamanho das Partículas

A fração sólida do solo consiste de partículas em diferentes graus de subdivisão, abrangendo desde as suficientemente grandes, observadas a olho nu (areia e cascalho), até aquelas em estado coloidal praticamente invisíveis a olho nu. Estas últimas, especialmente as de dimensões coloidais, podem ser encontradas em um estado de quase completa dispersão ou num quase perfeito estado de granulação.

As partículas individuais, completamente dispersas (partículas primárias) são, geralmente, chamadas separados texturais e os agregados ou partículas secundárias (formados por separados texturais) são chamados unidades estruturais.

Tradicionalmente, as partículas minerais são divididas em três frações de tamanho, chamadas areia, silte e argila. A Tabela 3.1 mostra os dois métodos de classificação do tamanho das partículas mais usados, em que o primeiro é do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e o segundo é proposto pela Sociedade Internacional da Ciência do Solo (ISSS).

Existem ainda outros sistemas de classificação, menos usados, entre os quais se citam os de: Bureau of Reclamation, Aviação Federal, Associação Americana de Estradas, Sociedade Americana de Materiais (ASTM) e a do Corpo de Engenheiros dos Estados Unidos.

Tabela 3.1 - Classificação dos separados do solo, baseada no tamanho das partículas

0,002		0,05		0,1		0,25		0,5		1,0		2,0	
Argila	Silte	Areia muito fina	Areia fina	Areia média	Areia grossa	Areia muito grossa	Cascalho						
Argila	Silte	Areia fina			Areia grossa				Cascalho				
0,002		0,02		0,2		2,0							

Diâmetro Equivalente das partículas (mm)

O termo “textura” refere-se à distribuição das partículas do solo, quanto ao seu tamanho; tal determinação é conhecida como Análise Mecânica do

Fase Sólida do Solo

Solo ou Granulometria. A separação das frações maiores de 0,05 mm pode ser feita por peneiramento do solo, através de uma seqüência de peneiras; para separar as partículas de diâmetro menor, geralmente é utilizado o método da sedimentação (Hidrômetro o pipeta) baseado na Lei de Stokes

$$v = \frac{(2/9) \times r^2 \times g \times (dp - df)}{n}$$

onde v é a velocidade de sedimentação, r é o raio da partícula, g a aceleração de gravidade, dp e df a densidade das partículas e do fluido, respectivamente e n a viscosidade do fluido.

Assim, a velocidade com que uma partícula cai num fluido é diretamente proporcional ao quadrado do raio das partículas e inversamente proporcional à viscosidade do fluido.

A validade da lei de Stokes é condicionada pelas seguintes suposições:

1. as partículas de solo são esféricas, rígidas e de paredes lisas
2. as partículas decantam individualmente
3. as partículas são suficientemente grandes para não serem afetadas pelo movimento Browniano (cargas que as partículas de solo ganham ao receberem carga elétrica da água)
4. o volume do líquido ao redor das partículas de solo é grande em comparação com o tamanho das partículas; assim, a queda das partículas não é afetada pela proximidade das paredes do cilindro de sedimentação
5. a suspensão é imóvel. Não existem correntes de convecção

A partir da fórmula de Stokes, pode-se calcular o tempo necessário para uma partícula de raio r percorrer, em queda, uma altura h

$$t = \frac{(9/2) \times n \times h}{r^2 \times g \times (dp - df)}$$

Durante a análise mecânica, pesa-se uma quantidade conhecida de solo, a qual é dispersada e introduzida em um cilindro de sedimentação de 1

Solos Agrícolas

litro. Para se conhecer a quantidade de material que tem um diâmetro d menor que um valor dado, espera-se que a suspensão decante por um tempo t (calculado pela equação anterior) de tal forma que uma altura h , a partir da superfície, fique livre de partículas com diâmetro maior que d . Uma vez transcorrido t , determina-se entre O e h a densidade da suspensão. Quando a densidade é determinada com um densímetro (hidrômetro) o tempo t é previamente calculado para uma altura, geralmente de 10cm, para separar diversos tamanhos de partículas; deste modo, para separar partículas com d menores que 0,05 mm (argila + silte na classificação do tamanho das partículas segundo o USDA), $t = 40$ seg e, para separar partículas com d menores que 0,002 mm (argila) $t = 2$ horas. Quando a densidade da suspensão é determinada gravimetricamente, tirando-se uma amostra da suspensão (método da pipeta) o tempo de decantação e a altura h podem ser variados, de acordo com as condições do laboratório.

Uma vez que se conhecem as densidades das suspensões, determinam-se as proporções em que se encontram os separados argila, areia e silte. A textura do solo é obtida através do uso do clássico triângulo de classificação textural (Figura 3.10).

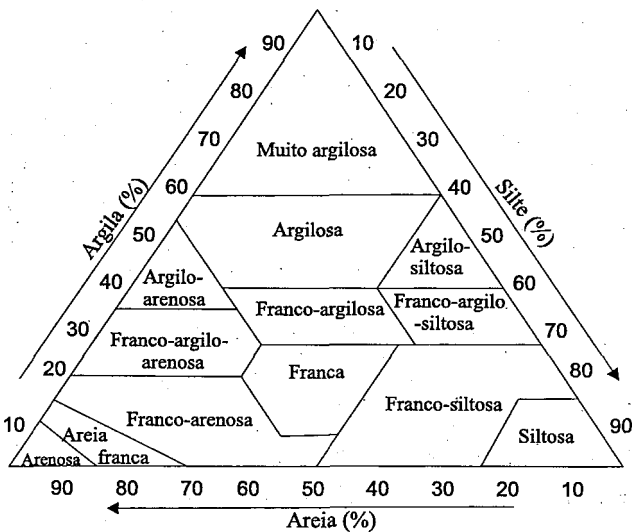


Figura 3.10 - Classes texturais segundo o Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA)

Fase Sólida do Solo

A mesma informação pode ser projetada na forma de histogramas (Figura 3.11). Previamente à construção dos histogramas, determina-se a percentagem de cada uma das frações desejadas, e uma pequena área é escolhida para representar uma porcentagem de separados texturais.

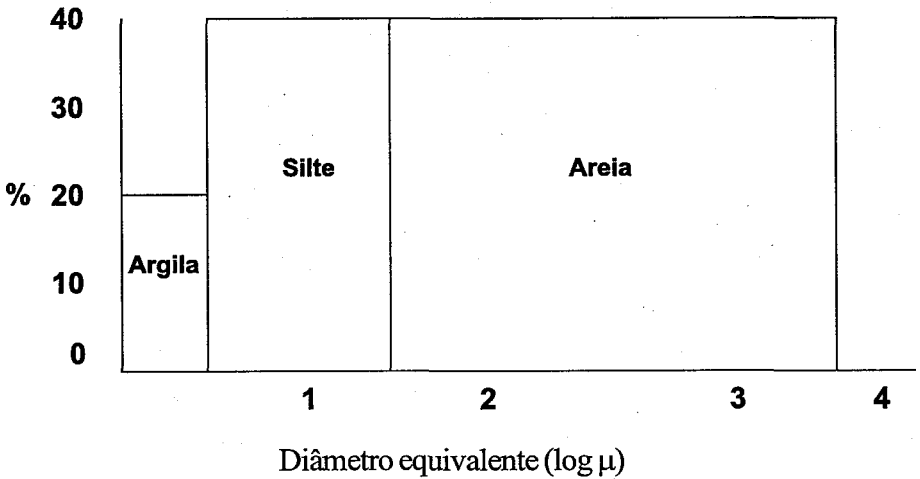


Figura 3.11 - Representação gráfica da análise mecânica, mediante histograma

3.1.3 - Natureza das Frações Areia e Silte

Essas duas frações têm uma composição mineralógica muito similar. A identificação desses minerais permite determinar a origem dos solos, seu estado de intemperização e suas reservas de nutrientes.

As frações areia e silte são formadas de muitos minerais primários, de grande importância do ponto de vista de intemperização e formação de solos. Alguns desses minerais exercem influência direta na natureza mineralógica das argilas formadas por intemperização, enquanto as frações silte e areia estão constituídas principalmente por quartzo, aluminossilicatos e feldspatos; outros, como a magnetita, goetita e hematita, também ocorrem, mas em quantidades menores; já a fração areia e as partículas maiores de silte exibem uma atividade química pequena, devido à pequena superfície exposta por unidade de peso (superfície específica) que este material grosso possui, razão pela

qual as frações silte e areia recebem menor importância; assim, os separados areia e silte não exibem significativa atividade físico-química no solo, sendo considerados o esqueleto do solo.

3.1.4 - *Natureza da Fração Argila*

A argila é aquela fração do solo que mais decisivamente determina suas propriedades, devido a sua elevada superfície de interação (superfície específica) estar associada a um alto grau de atividade físico-química. Partículas de argila absorvem ou perdem água e são responsáveis pelos processos de expansão e contração do solo e a maioria delas é carregada negativamente; devido a isto, formam uma camada eletrostática dupla com íons da solução do solo e mesmo com moléculas de água dipolares. Os solos argilosos têm tendência a serem plásticos, pegajosos quando molhados, densos e duros quando secos, a terem baixa permeabilidade à água e a serem pobremente arejados.

Pesquisas realizadas mediante o uso de raios-X e técnicas petrográficas, têm mostrado que as argilas estão constituídas principalmente de minerais cristalinos, embora possam estar presentes algumas quantidades de argila não-cristalina.

Os diferentes grupos de argila, como mencionado anteriormente, são formados pela união das lâminas tetraédricas e octaédricas e a proporção em que estas são distribuídas, dão origem a diferentes tipos de argila, em que o tipo mais simples se origina pela união de uma lâmina tetraédrica com uma fase da lâmina octaédrica e, assim, é considerada uma argila 1:1 (Figura 3.12a).

Quando duas lâminas tetraédricas se unem com a octaédrica (uma em cada fase) o processo é igual ao anterior, com a diferença de que ocorre, tanto na fase superior como na inferior da lâmina de alumínio. Neste caso fala-se de uma argila 2:1 (Figura 3.12b).

As cargas negativas originadas nas argilas são neutralizadas por outros cátions presentes no sistema coloidal chamados, por esta razão, cátions trocáveis. O número total de cátions trocáveis é geralmente expresso em cmol kg^{-1} de argila, o que se conhece com o nome de “capacidade de troca de cátions”, que nas argilas representa, as vezes, o seu grau de substituição; além das forças deformadoras, produzidas pela substituição isomórfica, pode existir outro tipo de deformação produzido por

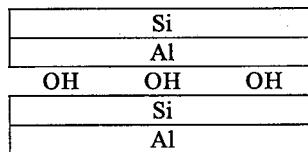
Fase Sólida do Solo

modificações da posição do tetraedro de silício, o qual pode inverter-se ou rodar, dando origem a diferentes simetrias.

Devido ao fato das argilas 1:1 se unirem através dos grupos hidroxílicos, a união entre as micelas é muito forte; então, estas argilas não são expansíveis, têm pequena superfície e, portanto, baixa capacidade de troca de cátions (Figura 3.12a). Como as forças que unem as micelas são muito fortes, as cargas elétricas são originadas principalmente por quebra das bordas das micelas, que dependem do pH da solução.

Como já indicado, as argilas 2:1 têm as suas faces sempre ocupadas por oxigênio e, assim, a união entre as micelas é feita através de fracas ligações de oxigênio (Figura 3.12b). Estas argilas são altamente expansíveis, promovendo uma grande superfície interna, a qual faz com que estas argilas estejam constantemente sofrendo substituição isomórfica e tenham, desta forma, uma grande capacidade de troca de cátions e cargas elétricas permanentes.

a) Argila 1:1



b) Argila 2:1

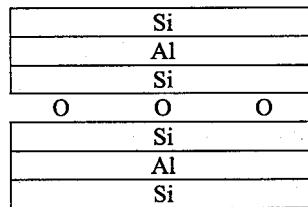
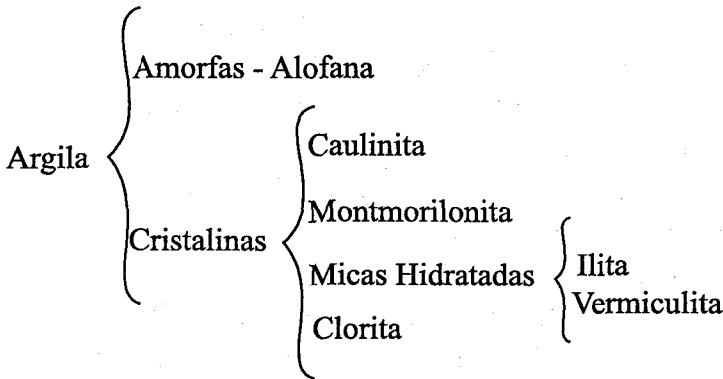


Figura 3.12 - Argilas com estruturas 1:1 e 2:1

Solos Agrícolas

Em geral, as argilas podem ser classificadas da seguinte forma:



Argilas Amorfias

As argilas amorfias, chamadas também argilas alofânicas, são argilas que não possuem uma forma definida; são encontradas em variadas quantidades, dependendo da natureza do solo e das condições nas quais estas foram formadas e, geralmente, em solos novos, derivados de cinzas vulcânicas em Nova Zelândia, Japão, Chile e no Havaí. Possuem grande superfície específica, enorme capacidade de troca de cátions e ânions e grande capacidade para absorver água.

Argilas Cristalinas

Caulinita: Caracterizam-se por se constituir de uma lâmina de Si e uma de Al (Figura 3.13); membros deste grupo são a caulinita, diquita, nacrita e haloisita. Por serem argilas 1:1, possuem as características já mencionadas para este grupo. As diferenças entre os membros desse grupo residem principalmente no número de lâminas cauliniticas, que se unem e, portanto, na simetria e dimensões da argila.

Fase Sólida do Solo

Si	
Al	
OH	OH
Si	
Al	

CARACTERÍSTICAS:

- Não expansível, não plástica
- Forma de Blocos e tamanho maior que a montmorilonita
- Superfície específica muito baixa (20 - 40 m²/g)
- CTC baixa (1 cmol_c/kg⁻¹)
- Cargas elétrica dependentes do pH
- Não há substituição isomórfica

Figura 3.13 - Características da caulinita

Montmorilonita: Pertencem a este grupo a montmorilonita, a beirelita e a nontronita. De vez que a união entre micelas se dá através de ligações fracas de O₂, na montmorilonita existe substituição de Al por Si na lâmina de Al originando, assim, cargas negativas as quais, quando são balanceadas por cátions e estes são hidratados e quando grupos hidroxílicos são adsorvidos pelo oxigênio das superfícies dos tetraedros, as micelas se enchem e se produz a expansão de cristal (Figura. 3.14).

Si	
Al	
Si	
O	O
Si	
Al	
Si	

CARACTERÍSTICAS:

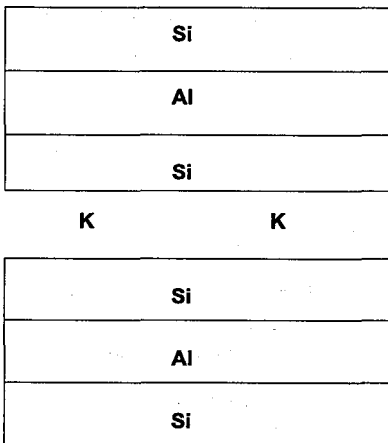
- Expansível, muito plástica e viscosa
- Tamanho das lâminas menor que a caulinita
- Superfície específica alta (500 - 800 m²/g)
- CTC alta (80 - 150 cmol_c/kg⁻¹)
- Cargas elétrica permanentes
- Grande substituição isomórfica

Figura 3.14 - Características da montmorilonita

Solos Agrícolas

Na beirelita, a maior parte da substituição isomórfica ocorre no tetraedro de Si, desta forma, a CTC é menor que na montmorilonita (65 - 90 meq/100g). Na nontronita a substituição é maior no octaedro de Al, sendo este cátion substituído principalmente por Fe^{++} .

Micas Hidratadas : Este grupo consiste de argilas formadas por duas lâminas de silício e uma de alumínio (argila 2:1). Pertencem a este grupo a ilita e a vermiculita. Na ilita ocorre substituição de Si por Al nos tetraedros e Al por Mg e Fe nos octaedros, enquanto a maior substituição se verifica nas lâminas de Si e as cargas negativas são balanceadas por íons de potássio, que se encaixam perfeitamente nos espaços hexagonais da lâmina de Si. Quando desidratadas, as micelas são unidas fortemente por esses cátions de K não-trocáveis; sua superfície específica interna praticamente desaparece e sua capacidade de troca reside agora, principalmente, nas faces externas ou em quebras das bordas das micelas, da mesma forma que ocorre nas argilas 1:1 (Figura 3.15).



CARACTERÍSTICAS:

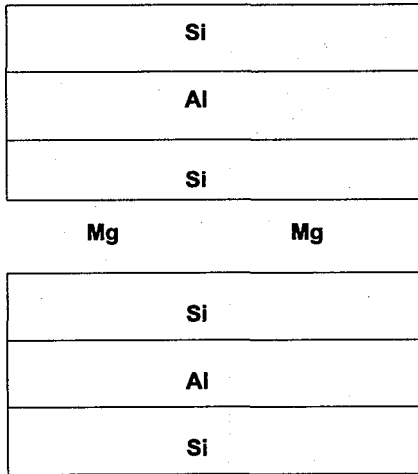
- Plasticidade e expansibilidade média
- Superfície específica baixa (100 - 200 m²/g)
- CTC = 20 - 40 cmolc kg⁻¹
- Não há substituição isomórfica

Figura 3.15 - Características da ilita

A vermiculita se diferencia da ilita pelo fato de que na vermiculita o Mg é o cátion que balança as cargas negativas produzidas pela substituição isomórfica do Al pelo Si na lâmina tetraédrica. Esses cátions são altamente

Fase Sólida do Solo

hidratados e, então, as micelas são unidas por uma camada de cátions trocáveis e água. O cristal de argila apresenta, assim, maior capacidade de expansão (Figura 3.16).



CARACTERÍSTICAS:

- Plasticidade e expansibilidade maiores que as da illita
- Superfície específica maior que da illita (300 - 500m²/g)
- CTC=100 - 150 cmolc kg⁻¹
- Grande substituição isomórfica

Figura 3.16 - Características da vermiculita

Clorita: A estrutura da clorita é similar à vermiculita, com a diferença de que uma camada de Mg e H₂O, situada entre as micelas é, neste caso cristalina, e o Mg se encontra em coordenação octaédrica com os grupos hidroxílicos. O Mg⁺² é substituído isomorficamente por cátions de Al⁺³ e Fe⁺³ dando, assim, uma carga positiva à argila. As características físicas são similares às da illita, com uma CTC de 10-40 me/100g de argila; diz-se, então, que se trata de uma argila 2:2.

As características das argilas mencionadas correspondem às argilas puras; na realidade, encontram-se minerais formados por uma mistura de diferentes tipos de argila. Quando isto ocorre, referem-se à argilas estratificadas ou argilas misturadas, e tal mistura pode modificar as propriedades, geralmente associadas a um tipo de argila, particularmente às propriedades de troca de íons e hidratação. Entre as argilas estratificadas poder-se-ia nomear as: vermiculita-clorita, montmorilonita-clorita, illita-montmorilonita, etc.

3.1.5 - Estrutura do Solo

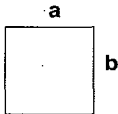
Como já tinha sido indicado, o solo é essencialmente um sistema constituído das fases sólida, líquida e gasosa. Essas fases não são distribuídas ao acaso, mas sua distribuição é determinada pelo tamanho e ordenamento das partículas do solo; esse ordenamento em unidades maiores é conhecido com o nome de Estrutura do solo e o termo partículas não se refere unicamente aos separados texturais areia, silte ou argila (partículas primárias) mas, também, à sua combinação em microagregados (partículas secundárias).

A parte do volume total do solo não ocupada pela fase sólida corresponde ao espaço poroso. A condição estrutural do solo exerce uma grande influência no espaço poroso, através do qual se realizam o movimento da água no solo e a troca de gases no solo, ambos processos de grande importância no crescimento das plantas. Um espaço poroso inadequado, por exemplo, num solo compactado, de estrutura pobre, pode prejudicar o desenvolvimento das raízes, impedir a emergência das sementes e, logicamente, afetar o crescimento e desenvolvimento das plantas. O tipo e a extensão da agregação no solo são fatores importantes quando se fala sobre operações de preparação de solos.

3.1.5.1 - Classificação da estrutura do solo

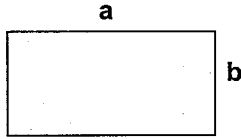
Zakharov propôs em 1927, uma classificação da estrutura do solo, com base na forma e nas características da superfície dos agregados; deste modo, as seguintes classes de estrutura foram reconhecidas:

1 - Estrutura em forma de cubo $a = b$

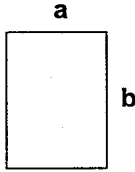


Fase Sólida do Solo

2 - Estrutura em forma de prato $a > b$



3 - Estrutura em forma de prisma $a < b$



Cada uma dessas classes de estruturas foi dividida em:

- a) agregados com os lados muito bem diferenciados
- b) agregados com os lados não diferenciados

A classificação mais completa, mais utilizada e adotada pela Sociedade Brasileira da Ciência do Solo, é aquela proposta pela American Survey Association em 1951 (Tabela 3.2).

3.1.5.2 - Gênese da estrutura do solo

A gênese da estrutura do solo é intimamente relacionada às causas e aos processos de formação das unidades estruturais ou agregados.

Em virtude de muitos dos conceitos de agregação serem construídos sobre a base da floculação, é conveniente diferenciar floculação de agregação. A floculação e a agregação não são sinônimos, vez que floculação é um fenômeno eletrocinético, enquanto a agregação é um fenômeno mecânico. A estrutura requer agregação mecânica (cimentação) das partículas já floculadas eletricamente e, assim, floculação pode ajudar no processo de agregação, mas não é agregação propriamente dita.

Tabela 3.2- Classificação da estrutura do solo de acordo com o Soil Survey Manual (1951)

A. Tipo: Forma de ordenamento dos agregados							
	Em Prato: eixos horizontais maiores que os verticais. Ordenados ao redor de um plano horizontal	Em Prisma: eixos horizontais menores que os verticais. Ordenados ao redor de uma linha vertical. Vértices angulares		Em Bloco: poliédricos e esferoidais. Três dimensões aproximadamente iguais, distribuídas ao redor de um ponto			
				Poliédrica: Superfícies curvas ou planas em contato com os lados dos agregados vizinhos		Esferoidais: Superfícies curvas e planas, não em contato com agregados vizinhos	
		Extremos não arredondados	Extremos arredondados	Lados aplanados, vértices agudos	Lados arredondados ou aplanados com vértices arredondado	Agregados não porosos	Agregados porosos
B. Classe: Tamanho dos agregados							
	Laminar	Prismático	Colunar	Blocos	Blocos Subangulares	Granular	Grumos
1- Muito fino	< 1 mm	< 10 mm	< 5 mm	< 5 mm	< 5 mm	< 1 mm	< 1 mm
2- Fino	1 – 2 mm	10 – 20 mm	5 – 10 mm	5 – 10 mm	5 – 10 mm	1 – 2 mm	1 – 2 mm
3- Médio	2 – 5 mm	20 – 50 mm	10 – 20 mm	10 – 20 mm	10 – 20 mm	2 – 5 mm	2 – 5 mm
4- Grosso	5 – 10 mm	50 – 100 mm	50 – 100 mm	20 – 50 mm	20 – 50 mm	5 – 10 mm	
5- Muito Grosso	> 10 mm	> 100 mm	> 100 mm	> 50 mm	> 50 mm	> 10 mm	
C. Grau: Estabilidade dos agregados							
0 – Sem estrutura	Sem agregação ou ordenamento						
1- Estrutura Fraca	Agregados pobremente formados, não duráveis. Quando se quebram, formam uma mistura de agregados inteiros e material disperso						
2- Estrutura Moderada	Agregados bem formados, moderadamente duráveis. Quando se quebram, formam uma mistura de agregados inteiros e pequenos torrões						
3- Estrutura Forte	Agregados bem formados. Quebram-se em agregados menores						

Fase Sólida do Solo

O mecanismo de formação de agregados ou grânulos é ainda discutido. Os fatores que determinam a formação da estrutura do solo (gêneses) são relacionados com a natureza e procedência do material original, com os processos físicos e bioquímicos da formação de solo, com o clima e com o meio ecológico do solo (vegetação e microrganismos).

Os fatores que afetam a gêneses da estrutura do solo, são :

Natureza e procedência do material original: A presença de minerais de illita, montmorilonita ou micas determina, em grande extensão, a forma e a natureza dos agregados e a estrutura do solo.

Clima: O tipo de clima determina a natureza dos materiais originais e o resultado final da intemperização. Nos climas tropicais, com solos altamente intemperizados, as condições ácidas produzem remoção de sílica e das bases fato que, combinado com uma boa drenagem interna, favorece a formação de caulinita. Enriquecimento dos solos com Ca, Mg e Si, devido à infiltração lateral, pobre drenagem e pronunciadas estações secas, favorecem a formação de montmorilonita. Condições favorecendo a formação de illita, são menos definidas. Geralmente, estas são produto de uma intemperização média de produtos similares encontrados no material original.

Processos físicos e bioquímicos

a) Cátions Trocáveis

Tem-se demonstrado que as pobres condições estruturais dos solos alcalinos podem ser melhoradas mediante a substituição do sódio por cálcio; isto, juntamente com experiências realizadas em laboratório, tem ajudado a se concluir que suspensões de argilas são floculadas por cálcio explicando, assim, a efetividade do sulfato de cálcio no melhoramento de solos afetados por sódio.

Embora muitos solos com elevada concentração de cálcio apresentem boa estrutura, não se deve concluir que isto aconteça por influência direta ou total da presença deste cátion.

b) Interação do material coloidal (argilas, óxidos de ferro e alumínio e matéria orgânica)

O material coloidal do solo é responsável pela cimentação das partículas nos agregados estáveis e a formação desses agregados não pode ocorrer entre materiais de areia e silte, sem a participação de material coloidal. O material coloidal do solo pode ser dividido em três grupos importantes: argila, matéria orgânica e óxidos de ferro e alumínio.

Tem-se observado alta correlação entre o conteúdo de argila do solo e a agregação, quando o conteúdo de matéria orgânica é baixo; quando o teor de matéria orgânica é alto, o efeito da argila é menos importante e as partículas de argila funcionam como agentes cimentantes, como observado e proposto por Russel, em 1934. Estas partículas também induzem à formação de agregados em materiais arenosos e ortoclasas e seriam orientadas sobre a superfície da areia, cujo processo seria praticamente irreversível após a desidratação.

Experiência na química dos hidróxidos de ferro e alumínio tem demonstrado que esses colóides hidratados são irreversíveis após desidratação. Esta é uma evidência suficiente para sugerir que este fenômeno é um importante fator na formação de agregados em alguns solos, especialmente em solos lateríticos. Existem várias teorias que tentam explicar o mecanismo de agregação desses sesquióxidos.

Em 1934, Lutz explicava que o ferro livre teria dupla função; a parte em solução atuaria como agente floculante e a parte gelatinosa agiria como cimentante. A desidratação desses geles originaria uma cimentação adequada das partículas já floculadas pelo ferro em solução. Outros cientistas indicam que colóides de hidróxido de ferro hidratado se aderem à partícula de argila, fortemente, e não podem ser removidos mecanicamente. Logo após, ácido húmico seria absorvido pelo hidróxido de ferro, originando compostos argilo-orgânicos, que seriam responsáveis pela agregação.

Desde muito tempo já se sabia que a matéria orgânica tinha o efeito de um agente granulante em solos, e que seu efeito era mais pronunciado quanto mais baixo fosse o conteúdo de argila do solo. Visto que a argila e a matéria orgânica são responsáveis pela maior parte da agregação do solo, sugeriu-se a possibilidade de interação entre argila e matéria orgânica, formando um

Fase Sólida do Solo

complexo mineral-orgânico. Greenland indicou, em 1965, que 51,6 a 97,8 % do carbono total do solo se encontram na forma de complexos desse tipo. A matéria orgânica origina-se da atividade integrada da vegetação, fauna e microrganismos.

É importante notar que, inclusive em solos desérticos com estrutura pobre, a pouca agregação existente está relacionada às pequenas quantidades de matéria orgânica. Somente nos Oxisolos, onde a agregação é originada pelos óxidos desidratados de Fe e Al, não se tem observado correlação entre o grau de agregação e a matéria orgânica.

A matéria orgânica é mais efetiva que a argila na formação de agregados estáveis com a areia.

Vegetação e microrganismos do solo: A vegetação é um fator importante na formação da estrutura do solo porque, em primeiro lugar, origina as fontes de energia para a atividade microbiana; em segundo lugar, proporciona material vegetal, que dará origem aos resíduos que formam o húmus; em terceiro lugar, o sistema radicular exerce pressão sobre os constituintes do solo e os desidrata, processos esses de grande importância na formação de agregados e, finalmente, proporciona ao solo proteção contra o efeito destrutivo das chuvas. Outros autores indicam que as raízes produzem secreções que promovem cimentação.

A fauna do solo (nematóides) ingeriria solo e matéria orgânica e o excretaria como depósitos superficiais e subsuperficiais, misturando-os; além disso, eles produziram galerias que aumentariam a permeabilidade do solo; tais atividades, por seu turno, reduziram o tamanho dos agregados muito grandes e permitiriam a passagem da água em torrões impermeáveis, cuja ação promoveria uma boa estrutura. Para ilustrar a magnitude do efeito desses nematóides, poder-se-ia mencionar que entre 14 a 36 toneladas por hectare desses materiais são depositados anualmente por esses na superfície do solo.

A incorporação da matéria orgânica no solo faz lembrar a atividade dos microrganismos do solo, como fungos, actinomicetes, bactérias e leveduras. A matéria orgânica sem transformação biológica no solo tem muito pouco efeito na sua estrutura, e os microrganismos do solo realizam intensa atividade, aumentando sua população, produzindo filamentos e micélios

(fungos e actinomicetos), sintetizando moléculas orgânicas complexas e transformando a matéria orgânica em outros produtos; assim, a produção de agregados resultaria, principalmente, de três processos:

- cimentação mecânica, mediante células e filamentos que os microrganismos produzem
- cimentação mediante a produção de substâncias sintéticas microbianas (principalmente polissacarídeos)
- os produtos de decomposição da matéria orgânica, atuando individualmente ou em conjunto (ácidos químicos, polissacarídeos, proteínas e outros materiais coloidais parecidos com a lignina).

Manejo do solo: As lavouras do solo (aração, cultivos, subsolagem) podem acarretar consequências tanto favoráveis como desfavoráveis na estrutura do solo. É favorável o efeito a curto prazo, porque os implementos desmancham os torrões e incorporam a matéria orgânica ao solo. Consideradas a longo prazo, as lavouras podem acarretar efeitos perniciosos, em primeiro lugar ao revolver e misturar o solo, aceleram a oxidação da matéria orgânica, diminuindo-a; em segundo lugar, as lavouras, especialmente a subsolagem, tendem a destruir os agregados estáveis do solo. A compactação é ocasionada pelo freqüente deslocamento sobre o terreno da maquinaria agrícola.

3.2 - *FRAÇÃO ORGÂNICA*

O termo “Matéria orgânica do solo” refere-se a todos os compostos que contêm carbono orgânico no solo, incluindo a) restos de vegetais, de animais e de microrganismos, sujeitos a decomposição; b) substâncias orgânicas provenientes da degradação dos restos vegetais e animais através das atividades microbianas; c) compostos orgânicos formados por processos de polimerização das substâncias orgânicas, resultantes da degradação e da síntese pelos microrganismos do solo. Por unidade de massa, a matéria orgânica é a porção do solo mais quimicamente ativa.

O carbono da matéria orgânica provém do gás carbônico (CO_2) do ar, fixado pelas plantas clorofiladas através do processo de fotossíntese. O nitrogênio provém de pequenas adições anuais de nitrogênio inorgânico pela

Fase Sólida do Solo

água da chuva e fixação do nitrogênio atmosférico por microrganismos.

Por conveniência, a matéria orgânica do solo pode ser dividida em dois grupos:

a) material original não decomposto ou parcialmente decomposto (são responsáveis pelo fornecimento de energia e nutrientes às plantas);

b) material altamente decomposto e de maior estabilidade no solo (conhecido como húmus; melhora as propriedades químicas e físicas do solo).

Embora um solo produtivo tenha em sua composição menos de 5% de matéria orgânica, esta é importante para os sistemas de produção agrícola devido aos diversos efeitos que produz nas propriedades químicas, físicas e biológicas do solo e no crescimento das plantas, determinando em grande parte a produtividade do solo.

3.2.1 - *Composição dos Materiais Orgânicos*

Os constituintes das plantas e dos animais podem ser agrupados em dez classes :

1. HIDRATOS DE CARBONO

a) Monossacarídeos, cujos representantes mais importantes são: Hexoses (compostos com 6 carbonos): glucose, frutose e outros açúcares simples; Pentose (compostos com 5 carbonos): arabinose e xilose

b) Dissacarídeos: sacarose e maltose

c) Polissacarídeos: Hexosanas: amido e celulose; Hemicelulose; Poliuronídeos: ácido pético

2. LIGNINAS: aparece nas plantas maduras associadas com a celulose

3. TANINOS: compostos complexos que contêm o grupo fenol

4. GLICOSÍDEOS: compostos de açúcar, geralmente, glucose.

5. ÁCIDOS ORGÂNICOS, SAIS E ÉSTERES: ácidos cítrico, oxálico, tartárico, málico e succínico

6. GORDURAS, ÓLEOS, CERAS E PRODUTOS SIMILARES

7. RESINAS

Solos Agrícolas

8. COMPOSTOS NITROGENADOS: Proteínas; Aminoácidos; Amina; Alcalóides; Purinas; Ácidos Nucleicos

9. PIGMENTOS: Clorofila; Carotenóides; Antocianina; Antoxantina

10. CONSTITUINTES MINERAIS: cátions e ânions

3.2.2 - *Conteúdo de Matéria Orgânica nos Solos*

O conteúdo de matéria orgânica nos solos é muito variável, principalmente por ser o resultado de um balanceamento entre os fenômenos de adição de resíduos e de decomposição microbiana. Em condições naturais existe um equilíbrio, sendo o ponto de estabilidade governado por fatores relacionados ao solo e clima (BOHN, et al., 1985).

Quando um solo virgem começa a ser cultivado, o seu ambiente é modificado, resultando, geralmente, na redução do seu conteúdo de matéria orgânica. Inicialmente ocorre uma rápida diminuição, mas depois de alguns anos, um novo equilíbrio do nível de matéria orgânica é estabelecido.

Os componentes do clima, temperatura e precipitação, exercem influência no conteúdo de matéria orgânica porque afetam:

- a) o tipo de espécie de planta;
- b) a quantidade de material vegetal produzido (em regiões com alta precipitação, há um maior crescimento da vegetação), e
- c) a intensidade da atividade microbiana do solo (a temperatura, em geral, “regula” a atividade dos microrganismos responsáveis pela decomposição da matéria orgânica). Como a taxa de biodegradação diminui com o declínio da temperatura, a matéria orgânica não degrada rapidamente em climas mais frios e tende a formar parte do solo.

O alto conteúdo de matéria orgânica nos solos tropicais pode ser explicado pela interação muito forte da matéria orgânica com hidróxido de ferro e alumínio e com alofana, o que contribui para estabilizar a matéria orgânica evitando a decomposição microbiana, ou pela alta taxa de produção de biomassa nos trópicos.

Dentre os fatores relacionados aos solos que interferem no conteúdo de matéria orgânica, destaca-se a aeração, textura, topografia e condições de drenagem. Quanto melhor for a aeração do solo, mais rápida será a

Fase Sólida do Solo

decomposição da matéria orgânica e, conseqüentemente, seu desaparecimento do solo. A textura é uma propriedade do solo que influencia o conteúdo de matéria orgânica por estar relacionada com a porosidade do solo e, conseqüentemente, com a aeração do mesmo, ou porque exerce efeito sobre o volume de vegetação que o solo suporta, influenciando a quantidade de resíduos que retornam ao terreno. Por exemplo, solos com textura mais fina (argiloso), em geral, por serem mais férteis, conseqüentemente, produzem mais massa verde.

A associação de substância húmicas com materiais sólidos inorgânicos, na forma de complexos organominerais, protege a matéria orgânica. Argilas montmoriloníticas têm particularmente alta capacidade de adsorver moléculas orgânicas e são eficazes em proteger constituintes nitrogenados do ataque dos microrganismos. Esta forte interação entre argila e matéria orgânica também favorece os efeitos da matéria orgânica sobre às propriedades físicas e químicas dos solos

Quanto à influência da topografia sobre o conteúdo de matéria orgânica do solo, sabe-se que nos terrenos planos, onde o escoamento superficial das águas é baixo, a água é melhor aproveitada pelas plantas que produzem mais material orgânico. Também em terrenos planos, o conteúdo de matéria orgânica é maior do que nos terrenos declivosos devido os processos de erosão, que neste caso, são mais intensos. Quando o solo, principalmente da camada superficial de um terreno, é carregado pelos processos erosivos, leva consigo a matéria orgânica presente nesta camada. Assim, um bom programa de manejo de solo com controle de erosão, contribui para manter a matéria orgânica do solo.

O outro efeito da topografia está relacionado com o controle da água de drenagem. Em solos pouco drenados e encharcados, a falta de oxigênio, faz com que as plantas morram, no entanto, o baixo suprimento de oxigênio preserva as plantas contra a decomposição, acumulando matéria orgânica no solo. O conteúdo orgânico pode alcançar 90% em áreas onde plantas crescem e se deterioram em solos saturados.

A matéria orgânica do solo pode ser mantida ou, em alguns casos, aumentada, incorporando-se material orgânico ao solo. Estes podem ser na forma de resíduos de plantas tais como, palha de milho, casca de arroz, palha

da cana e outros, na forma de adubação verde, com a incorporação, principalmente de leguminosas, ou mesmo na forma de estrumo animal. Estes materiais são fontes de energia e de carbono necessários para a formação do húmus. Outros resíduos orgânicos, como lixo urbano, resíduos industriais, lodo de esgoto, também podem ser considerados como fonte de matéria orgânica quando colocados ao solo para serem reciclados. No entanto, o uso desses resíduos, geralmente é limitado pela presença de metais pesados.

3.2.3 - Decomposição da Matéria Orgânica

A decomposição dos materiais orgânicos adicionados ao solo não ocorre como um todo. Isto acontece porque os constituintes desses materiais são atacados independentes uns dos outros e assim não se decompõem com a mesma facilidade e rapidez. Alguns deles são rapidamente atacados e decompostos pelos microrganismos e outros são altamente resistentes à decomposição.

A decomposição da matéria orgânica envolve a oxidação do carbono orgânico feita pelos organismos heterotróficos os quais utilizam a energia vinda da oxidação para seu metabolismo. A quebra inicial do material orgânico, como folhas, galhos e outros, é feita pelos cupins. À medida que o material orgânico vai se tornando cada vez menor, o tamanho dos organismos decompositores também vai diminuindo.

O processo de decomposição ocorre quando os níveis de oxigênio, água, temperatura e nutrientes são adequados para os organismos decompositores. No deserto, por exemplo, a ausência de água retarda a taxa de oxidação do material orgânico na superfície do solo.

Os materiais orgânicos depositados no solo são considerados fonte de alimentos para os microrganismos do solo. Alguns materiais vegetais, entretanto, são decompostos lentamente e por apenas alguns microrganismos específicos. Assim, depois do material fresco entrar em contato com o solo, os microrganismos começam a decompô-lo como uma fonte de nutrientes e energia. A fase inicial do ataque microbiano causa uma rápida perda das substâncias orgânicas que mais facilmente se decompõem. Fungos e bactérias consomem rapidamente as proteínas, amidos e celulose produzindo CO_2 e H_2O , incluindo pequenas quantidades de NH_3 , H_2S , SO_2 , ácidos orgânicos e outras substâncias parcialmente oxidadas. Na fase seguinte da decomposição,

Fase Sólida do Solo

estas substâncias não totalmente oxidadas e os novos tecidos microbianos formados, são atacados por uma variedade grande de microrganismos, com a produção de nova biomassa e perda de CO_2 . Na fase final da decomposição, na qual os actinomicetos e fungos desempenham um papel fundamental, ocorre uma perda gradual das partes mais resistentes das plantas, tal como a lignina. Uma pequena fração do carbono original permanece por um longo tempo.

A respeito da estabilidade das frações resistentes da matéria orgânica, sabe-se que 50 a 80% do material orgânico fresco colocado no solo são perdidos durante o primeiro ano. Assim, para que os efeitos favoráveis da matéria orgânica sobre as propriedades dos solos sejam mantidos, resíduos vegetais ou animais devem ser adicionados ao solo continuamente. O aumento do conteúdo da matéria orgânica, através da adição de resíduos nos solos, é muito difícil de ocorrer uma vez que, a taxa de decomposição dos materiais orgânicos nos solos é proporcional à taxa de adição.

3.2.4 - *Húmus*

Dentre os componentes orgânicos do solo, o húmus é o mais significativo. Ele pode ser definido como sendo uma mistura complexa e muito resistente de substâncias amorfas e coloidais, que foram modificadas a partir dos tecidos originais ou sintetizadas pelos diversos organismos do solo. Sua composição e estrutura são complexas porque dependem da natureza química dos resíduos e dos organismos que tomaram parte na decomposição dos mesmos. Portanto, vários tipos de húmus são encontrados na natureza, apesar de apresentarem propriedades químicas, físicas e biológicas comuns.

O húmus é composto de frações solúveis chamadas ácidos húmicos e fúlvicos, e uma fração insolúvel chamada humina. Ele é o resíduo originado quando bactérias e fungos biodegradam o material das plantas. A maior parte da biomassa da planta consiste em celulose relativamente degradável e lignina resistente à degradação. Entre os principais componentes químicos da lignina estão os anéis aromáticos conectados por cadeias de alquilas, grupos metilas, e grupos hidroxilas. Estes artefatos estruturais acontecem no húmus do solo e dão a ele muitas de suas propriedades características. Além desses constituintes, também faz parte da composição do húmus os polissacarídeos que são os responsáveis pela estabilização dos agregados do solo.

As propriedades coloidais da matéria orgânica são devido ao húmus, que é coloidal e amorfo. Sua superfície específica e capacidade de adsorver são maiores do que aquelas dos minerais silicatados. As cargas negativas do húmus são dependentes do pH, ou seja, devido à dissociação do hidrogênio dos grupos funcionais. A dissociação dos grupos carboxílicos e fenólicos produz de 85 a 90% das cargas negativas do húmus.

3.2.5 - Funções da Matéria Orgânica no Solo

A matéria orgânica contribui para o crescimento das plantas através dos seus efeitos sobre as propriedades químicas, físicas e biológicas dos solos.

3.2.5.1 - Propriedades químicas

A matéria orgânica tem efeito sobre a fertilidade do solo por ser fonte de quase todo o nitrogênio, 50 a 60% do fósforo, aproximadamente 80% do enxofre e uma grande parte do boro e molibdênio absorvidos pelas plantas em solos não adubados. Indiretamente, afeta o suprimento de nutrientes minerais vindos de outras fontes. A quantidade de fixação de N_2 pelas bactérias de vida livre, *Azotobacter* sp, por exemplo, está relacionada à quantidade da fonte de energia disponível no solo, tal como os carboidratos da matéria orgânica.

A matéria orgânica, através de ligações covalentes, pode se combinar com íons metálicos, como Cd, Pb, Cr e Ni, formando complexos metálicos, também conhecidos como quelatos. A complexação de íons pela matéria orgânica pode ter efeito benéfico ou maléfico uma vez que afeta o destino dos mesmos no solo e nas águas. Benéfico, quando a complexação de íons metálicos faz reduzir a atividade dos mesmos atenuando sua capacidade de produzir efeitos de toxidez nas plantas ou de contaminar as águas superficiais e subsuperficiais. A reação de complexação também é considerada benéfica quando aumenta a solubilidade de cátions essenciais às plantas, como é o caso dos micronutrientes (Zn, Cu, Mn, Fe, e outros) que se encontram em formas inorgânicas pouco solúveis no solo. A reação de complexação protege esses cátions das reações de hidrólise e precipitação, que particularmente, em solos com alto pH, reduzem a solubilidade e disponibilidade dos mesmos.

Fase Sólida do Solo

Por outro lado, as substâncias húmicas podem servir como transportadoras de metais tóxicos, formando complexos estáveis, porém solúveis, o que incrementa o seu transporte em águas (SILVA et al., 2004).

A matéria orgânica apresenta alta capacidade de troca catiônica (CTC: 100 - 250 cmol_c/kg), o que é muito importante para a CTC do solo, principalmente por duas razões. Primeiro, porque todas as suas cargas, sendo dependentes do pH, aumentam em função deste, e este aumento é muito mais rápido do que o observado nas argilas silicatadas, que também apresentam cargas dependentes. Segundo, porque a matéria orgânica, através das substâncias húmicas (principalmente ácidos fúlvicos), contribui com uma grande fração para a CTC total do solo. Isto propicia ao solo maior capacidade de retenção dos nutrientes (por exemplo, cálcio, magnésio e potássio) evitando, assim, que os mesmos sejam lixiviados, permanecendo por mais tempo disponíveis para as plantas. Em solo com pH 2,5, a matéria orgânica pode contribuir com 1% da CTC total, porém, em solos com pH 8,0, sua contribuição chega a 45%. Em solos ricos em caulinita, ou em outras argilas silicatadas com baixa CTC, a contribuição da matéria orgânica para a CTC do solo, pode ser ainda maior.

Os grupos funcionais responsáveis pela alta CTC da matéria orgânica também têm o poder de tamponar o pH do solo, não permitindo grandes variações. Se um íon H⁺ na solução do solo é neutralizado pela adição de OH⁻, os grupos funcionais da matéria orgânica liberam H⁺ e o pH não se modifica sensivelmente. Essa resistência à mudança de pH é denominada poder tampão. O tamponamento do solo influencia também a sua necessidade de calcário (BOHN, et al., 1985).

3.2.5.2 - *Propriedades Físicas*

A matéria orgânica, através de substâncias húmicas (ácidos húmicos) e não-húmicos (componentes alifáticos hidrofóbicos) propicia a formação e estabilidade dos agregados do solo.

A adição constante de resíduos orgânicos, facilmente decompostos, nos solos, promove a síntese de complexos orgânicos (por exemplo, polissacarídeos) que atuam como agentes cimentantes, agregando as partículas do solo. Além disso, esses complexos orgânicos conferem maior estabilidade

aos agregados dificultando a dispersão e o arraste das partículas pelas águas de chuva, aumentando assim, a resistência do solo à erosão.

A associação de partículas sólidas do solo com o húmus, via ligações catiônicas, também promove agregação das mesmas resultando no aparecimento de poros onde água e ar podem ser armazenados. Esta agregação permite uma boa permeabilidade de água e ar nos solos. Em outras palavras, a matéria orgânica afeta favoravelmente a aeração, a capacidade de retenção de água e a permeabilidade dos solos além de criar um habitat para a bióta do solo (fungos, bactérias e actinomicetos). O húmus, por si só, também absorve grande quantidade de água. Esse aumento da capacidade de retenção de água disponível para plantas é o maior benefício da adição de matéria orgânica em solos arenosos.

Na medida em que diminui a matéria orgânica dos solos esses tendem a se tornar mais duros e compactados. Por isso, em solos ricos em matéria orgânica, a desestruturação provocada pelo cultivo intensivo, é normalmente menos severa.

A presença de matéria orgânica na superfície do solo (“mulch”) evita o selamento ou encrostamento superficial causado pelo impacto da gota de chuva, evitando a formação de enxurrada e, assim, protegendo o solo contra a erosão causada pela chuva.

A coloração escura da matéria orgânica interfere na coloração do solo e, conseqüentemente, na sua temperatura. A presença de matéria orgânica favorece o aquecimento do solo em regiões temperadas e evita que haja, durante o dia, grandes variações de temperatura e umidade nas camadas superficiais do solo.

3.2.5.3- Propriedades Biológicas

A matéria orgânica é fonte de energia e nutrientes para os microrganismos que a decompõe, exercendo, assim, efeito indireto nas taxas de sua própria decomposição e mineralização. Ela tem a capacidade de estimular ou mesmo inibir a atividade das enzimas extracelulares. Alguns dos compostos orgânicos da matéria orgânica têm efeito fisiológico direto sobre as plantas, quer favoráveis, pela produção de fitohormônios, como as auxinas, quer fitotóxicos, pela produção de compostos orgânicos tóxicos, como certos compostos fenólicos.

Água do Solo

A água é, talvez, o componente mais importante da maioria dos sistemas biológicos, servindo não somente como o meio em que os organismos vivem e no qual realizam todas as funções capazes de executar, mas é, também, um reagente, um solvente e um fluido hidráulico. Como fluido hidráulico, a água é usada para manter o turgor da planta, como componente do crescimento, e para realizar funções específicas, como a abertura dos estômatos, de esporas e outras.

A água é a substância mais essencial a que o homem está relacionado e a quantidade consumida varia amplamente, dependendo do processo no qual ela está envolvida; assim, a quantidade de água potável de que a raça humana necessita a cada ano, é da ordem de 10 toneladas por cada tonelada de tecido vivo. Requerimentos industriais para lavar, refrigerar e circular materiais variam de 1-2 toneladas por tonelada de produto na indústria de tijolo, a 250 toneladas por tonelada de papel e de 600 toneladas por tonelada de fertilizante nitrogenado. Ainda assim, os requerimentos industriais são pequenos, comparados com as necessidades de água na agricultura. Para se produzir uma tonelada de açúcar ou milho sob irrigação, necessita-se em torno de 1.000 toneladas de água. Trigo, arroz e fibra de algodão requerem 1.500, 4.000 e 10.000 toneladas de água por tonelada de produto.

Solos Agrícolas

Considerando-se a enorme demanda de água na produção agrícola, é muito fácil deduzir-se a importância de se obter eficiências adequadas no uso da água, especialmente quando esta é escassa.

Supondo que existam somente 1.000 litros de água no planeta, sua distribuição seria:

Fonte	litros	%
Oceanos	971,00	97,10
Glaciais	20,00	2,00
Água subterrânea	6,00	0,60
Umidade atmosférica	2,83	0,283
Lagoas de água doce	0,07	0,007
Lagoas salgadas e mares	0,05	0,005
Rios	0,01	0,001
Água do solo	0,04	0,004
Total	1000,00	100,00

4.1 - PROPRIEDADES DA ÁGUA

O conhecimento das propriedades da água é essencial para o estudo das suas funções

4.1.1 - Estrutura Molecular

A molécula de água consiste de um átomo de oxigênio e dois de hidrogênio, localizados de forma tal que os dois átomos de hidrogênio se ligam ao átomo de oxigênio, formando um ângulo de 105° . (Figura 4.1)

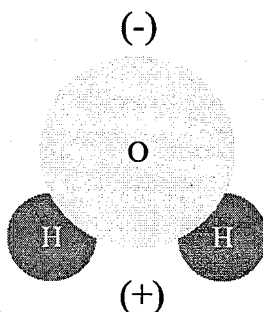


Figura 4.1.- Molécula de água

Água do Solo

Esta disposição assimétrica causa desequilíbrio das cargas eletrostáticas da molécula de água. De um lado, ocorre excesso de carga negativa, ao passo que, no lado oposto, há excesso de carga positiva, criando uma dipolaridade, o qual faz com que as moléculas de água manifestem uma grande atração pelos seus vizinhos, fazendo que a água seja um grande solvente e explicando também porquê a água se adsorve facilmente nas paredes dos sólidos (adesão). Cada hidrogênio da molécula de água é atraído, por sua vez, pelo oxigênio de uma molécula de água vizinha, formando uma ligação secundária conhecida como ligação ou ponte de hidrogênio.

É importante citar que as forças que as ligações de hidrogênio exercem entre moléculas de água, fazem com que a água (de baixo peso molecular), a temperaturas normais, seja um líquido e não um gás; ainda mais, as pontes de hidrogênio proporcionam à água altos valores de calor específico e viscosidade, propriedades que serão abordadas posteriormente.

4.1.2 - Mudanças de Estado

A água tem a propriedade de passar reversivelmente pelos estados sólido, líquido e gasoso. Durante a transição do estado sólido para o líquido (fusão) ou do líquido para o gasoso (vaporização) as ligações de hidrogênio que unem as moléculas de O e H devem ser destruídas. Durante a transição do estado gasoso para o líquido (condensação) e do líquido para o sólido (congelamento) estas ligações devem ser restabelecidas.

Para atingir tais transições de estado é necessário provocar-se variações de temperatura e de energia na molécula de água; desta forma Calor de Fusão é a quantidade de energia necessária para que a água passe do estado sólido para o líquido, numa temperatura determinada. A 0°C o calor de fusão da água é de 80 cal/g. Calor de Vaporização é a quantidade de energia necessária para transformar um grama de água do seu estado líquido ao estado de vapor (540 cal/g a 100 °C); o mesmo calor é liberado durante o processo contrário, que é a condensação. A água pode ser evaporada a temperaturas menores de 100°C, mas precisará de maior calor (a 25°C necessita de 580 cal/g); este fenômeno se chama evaporação. Sublimação é a transição direta do estado sólido para o vapor, e o calor requerido é igual ao calor de fusão

mais o calor de vaporização.

4.1.3 - Pressão de Vapor

A pressão de vapor é a pressão que as moléculas de água exercem sobre o solvente, no estado de vapor. Sob condições normais de pressão atmosférica, quanto mais solutos na água, menor é a pressão de vapor e quanto maior a temperatura da água, maior a pressão de vapor; esta pressão expressa o teor de vapor de água na atmosfera e é conhecida também como umidade relativa, umidade absoluta ou déficit de saturação.

4.1.4 - Tensão Superficial

A tensão superficial é uma força criada na superfície livre dos fluidos em função de forças moleculares não balanceadas. Ela varia com as características do líquido e com a temperatura, geralmente decrescendo linearmente com o aumento desta. Uma diminuição da tensão superficial é acompanhada de um aumento de pressão de vapor.

A tensão superficial é associada ao fenômeno de capilaridade. Quando a interface entre o líquido e o gás não é plana e, sim curva (côncava ou convexa) cria-se uma diferença de pressão entre as duas fases, a qual, quando em equilíbrio, é balanceada pela tensão superficial que é, também, uma resultante normal à superfície do líquido; assim, quando se introduz um capilar em um copo de água, este formará um menisco como resultado do contato entre as paredes do capilar e o líquido que sobe dentro do tubo, devido a força da tensão superficial. (Figura 4.2).

$$F\uparrow = F\downarrow$$

$$2 \times \pi \times r \times T = m \times g$$

$$2 \times \pi \times r \times T = \pi \times r^2 \times h \times d_{H_2O} \times g$$

$$2 \times T = r \times h \times d_{H_2O} \times g$$

$$h = \frac{2 \times T}{r \times d_{H_2O} \times g}$$

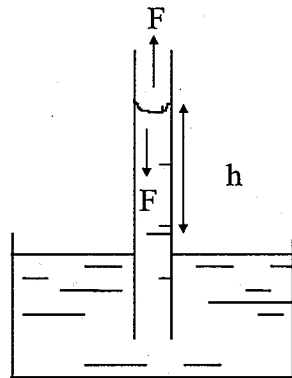


Figura 4.2 - Ascensão capilar num capilar imerso na água

Água do Solo

onde: T é a tensão superficial; r é o raio do tubo capilar; m é a massa da água; g é a aceleração de gravidade; h é a ascensão capilar e d_{H_2O} é a densidade da água

4.1.5 - Pressão Osmótica

Quando uma solução aquosa é separada da água pura ou de uma solução de menor concentração por uma membrana seletiva ou semi-permeável, a água tenderá a difundir-se, através da membrana, para o lado de concentração maior, reduzindo a diferença de concentração que existe entre as soluções. A pressão osmótica é a força por unidade de superfície que deve ser aplicada à solução, para prevenir a entrada de água na mesma, e é proporcional à concentração e temperatura da solução, de acordo com a equação de van't Hoff:

$$P_o = K \times T \times C_s$$

em que P_o é a pressão osmótica, K a constante dos gases perfeitos ($0,082$ l/mol. $^{\circ}$ K), T a temperatura absoluta e C_s a concentração da solução.

4.1.6 - Viscosidade da Água

A viscosidade é aquela propriedade da água que reflete a facilidade com que suas moléculas deslizam umas sobre as outras. A viscosidade é inversamente proporcional a temperatura do fluido, conforme a Tabela 4.1; e é também afetada pelo tipo e concentração de solutos presentes no fluido.

Tabela 4.1 - Viscosidade, peso específico e densidade da água a diferentes temperaturas

Temperatura ($^{\circ}$ C)	Viscosidade, η (dina s/cm 2), poises	Densidades, d_{H_2O}	
		(Kg m $^{-3}$)	(g cm $^{-3}$)
0	$1,794 \cdot 10^{-2}$	999,87	0,99987
4	$1,568 \cdot 10^{-2}$	1000,00	1,00000
5	$1,519 \cdot 10^{-2}$	999,99	0,99999
10	$1,310 \cdot 10^{-2}$	999,73	0,99973
20	$1,009 \cdot 10^{-2}$	998,27	0,99827
34	$1,800 \cdot 10^{-2}$	995,67	0,99567
40	$0,654 \cdot 10^{-2}$	992,25	0,99225

Fonte: Hillel, 1980

O termo viscosidade é inversamente proporcional ao de fluidez. Líquidos de baixa viscosidade fluem mais facilmente e são ditos de alta fluidez.

4.2- DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA DO SOLO

Para a maioria dos objetivos práticos, a água do solo é considerada como aquela removida por secagem numa estufa, a uma temperatura de 110 °C, até que o solo atinja peso constante.

Existem métodos diretos e indiretos para medir o conteúdo de água do solo, no entretanto, não existe um método universalmente aceito. No presente texto serão abordados unicamente o método gravimétrico, a sonda de nêutrons, a tensiometria e, de forma muito sucinta, a reflectometria no domínio do tempo.

4.2.1 - Método Gravimétrico

É o método mais simples e mais rápido para se medir a quantidade de água que contém um solo e consiste em se tomar amostras de solo com o conteúdo atual de água. As amostras úmidas são pesadas e, posteriormente, secadas numa estufa a uma temperatura de 105 - 110°C, até atingir um peso constante e só então são pesadas novamente. O conteúdo de água é calculado através da seguinte equação:

$$U_{ss} = \frac{M_u - M_s}{M_s} \times 100$$

onde:

U_{ss} - Percentagem de umidade com base no peso do solo seco (%); M_u - Peso do solo úmido (g); M_s - Peso do solo seco (g)

As principais vantagens do método são a simplicidade e o baixo custo, além de ser usado em praticamente qualquer tipo de solo. Como desvantagens, pode-se citar que é um método muito trabalhoso e consome muito tempo (pelo menos 24 horas de secagem da amostra). A amostragem destrói a estrutura do solo e pode modificar as observações em parcelas experimentais, o suficiente para afetar os resultados. O método gravimétrico,

Água do Solo

devido à dependência da amostragem, do transporte das amostras e repetidas pesagens, é inerente a erros, razão pela qual muitos cientistas adotam métodos indiretos, os quais permitem fazer-se freqüentes medições de umidade nos mesmos pontos, pois uma vez que os métodos são calibrados, permitem medições em menor tempo e sem destruir a estrutura do solo.

4.2.2 - Sonda de Nêutrons

Consiste de duas partes:

- a) da sonda, propriamente dita, que contém uma fonte de nêutrons rápidos e um detector de nêutrons moderados;
- b) de um medidor portátil, geralmente operado por uma bateria, para medir o fluxo de nêutrons, o qual é proporcional ao conteúdo de água do solo.

A fonte radioativa pode ser uma mistura de Americium e Berillium ou uma de Americium e Radium; geralmente, usa-se principalmente a primeira mistura, devido à esta produzir uma menor e menos perigosa radiação.

O método consiste em se colocar a fonte radioativa a uma profundidade desejada no solo, através de um tubo de acesso, de aço ou alumínio, inserido verticalmente no solo; assim, os nêutrons são emitidos penetrando radialmente no solo, onde encontram vários núcleos atômicos com os quais colidem elasticamente, principalmente com nucleos de massa similar aos neutrons, e voltam para a sonda.

O detector é geralmente constituído de Boro e, assim, quando um nêutron encontra um B e é absorvido e é emitido um pulso elétrico, que é enviado através de um cabo ao medidor, onde é registrado. Quanto mais núcleos de hidrogênio no solo (mais água) mais nêutrons rápidos são moderados, maior o número de pulsos enviado ao medidor e maior a contagem por minuto.

As principais vantagens desta metodologia são:

- a) permite rápidas e periódicas determinações nos mesmos lugares e profundidades
- b) uma vez instalado o tubo de acesso, pode-se fazer qualquer número de medidas sem destruir a estrutura do solo
- c) a curva de calibração pode ser usada em muitos solos

d) muito exato na determinação das mudanças dos conteúdos de água do solo ($\pm 0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

As principais desvantagens são:

a) o conteúdo de água do solo é medido em um volume determinado de solo, que num solo úmido pode alcançar diâmetro de 15 cm e, num solo seco, pode atingir 50 cm; assim, este método apresenta problemas para determinar o conteúdo de água na superfície do solo ou no caso de descontinuidades (em solos com camadas heterogêneas ou numa frente de molhamento) tendo, assim, pouca resolução espacial. Esta desvantagem se transforma numa vantagem em estudos de balanço de água, já que o volume de solo será mais representativo que pequenas amostras

b) equipamento bastante volumoso e caro

c) nem todos os hidrogênios presentes no solo provêm da água. A matéria orgânica tem também alto conteúdo de H; então, em solos muito orgânicos ou com altos teores de boro (B) a sonda de nêutrons precisa de calibração especial

d) o instrumento é sensível às mudanças de temperatura

e) o uso deste equipamento pode ser perigoso. O perigo de contaminação com radiação depende do tempo de exposição, da energia da fonte radioativa e da distância da fonte.

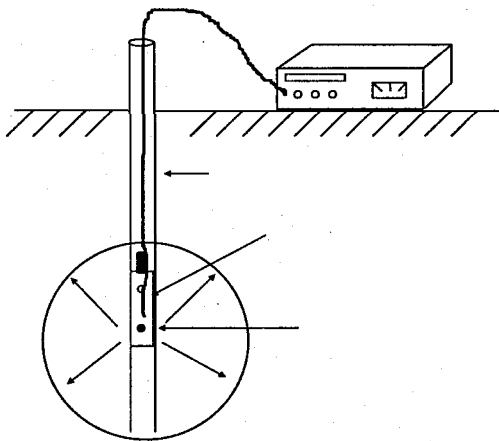


Figura 4.3- Esquema de uma sonda de nêutrons

4.2.3 - Tensiômetro

Um tensiômetro consiste em uma capsula porosa ligada a um tubo que a conecta a um medidor de pressão. A capsula e o tubo estão cheios com água que entra e sai da capsula de acordo com o gradiente de umidade. Em condições de equilíbrio, o manômetro indica a tensão com a qual esta se encontra retida no solo. Conhecendo-se a relação entre o conteúdo de água do solo e a tensão com a qual esta se encontra retida no solo (curva característica da água do solo ou curva de retenção da água do solo), é possível se determinar o conteúdo de água do solo a partir da tensão fornecida pelos tensiômetros. A Figura 4.4 apresenta um tensiômetro com manômetro de Hg e uma típica curva de calibração (curva de retenção de água do solo).

Os tensiômetros determinam indiretamente o conteúdo de água do solo. Seu uso restringe-se ao intervalo de tensão entre 0 e 800 cm de água; acima desta tensão entra ar no sistema e o tensiômetro deixa de funcionar, pelo rompimento da coluna de água.

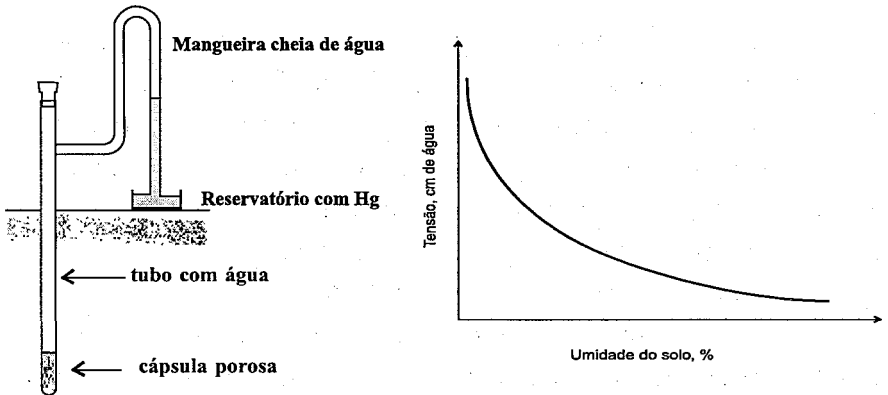


Figura 4.4 - Esquema de um tensiômetro com manômetro de Hg e uma típica curva de calibração

4.2.4 - Reflectometria no Domínio de Tempo (TDR)

A reflectometria no Domínio do Tempo (TDR) como método de medida de umidade do solo, vem-se destacando no cenário das técnicas empregadas para medidas de parâmetros do solo.

Para a medida da umidade utiliza-se um testador de cano, que mede variações no tempo de propagação de um trem de pulso, provocada por descontinuidades na linha de transmissão ou sonda. A descontinuidade é causada pela mudança no valor da constante dielétrica no sistema solo-água. Para a obtenção dos valores de umidade com maior precisão, deve-se conhecer a curva de calibração do solo, que relaciona a constante dielétrica (ϵ) e a umidade volumétrica θ . O solo é composto, em geral, de ar, partículas minerais e orgânicas e água. As constantes dielétricas (ϵ) para esses materiais são, aproximadamente, de 1 para o ar, de 2 a 4 para as partículas minerais e 80 para a água. Por causa da grande diferença da constante dielétrica da água e dos outros constituintes do solo, a velocidade de propagação de uma onda de energia em hastes paralelas inseridas no solo, é quase que totalmente relacionada com o conteúdo de água que rodeia a haste do TDR.

4.3 - ENERGIA DA ÁGUA DO SOLO

A água do solo contém energia em diferentes quantidades e formas. A física clássica reconhece duas formas principais: a cinética e a potencial. Devido a energia cinética ser diretamente proporcional ao quadrado da velocidade ($E_c = 1/2 mv^2$) e a velocidade da água no solo ser muito baixa, a energia cinética torna-se desprezível, enquanto a potencial que é a energia que esta tem em virtude de sua posição, com respeito a um ponto de referência e da sua condição interna é a mais importante.

Energia por unidade de massa ou volume é conhecida como Potencial e as diferenças de potencial de água entre diferentes pontos dão origem ao seu movimento, salientando-se que a tendência espontânea e universal de toda matéria na natureza, é assumir um estado de energia mínima; a água obedece a esta tendência e, assim, se move da zona com maior potencial a de menor potencial e o movimento termina quando se atinge um equilíbrio entre os potenciais totais de cada ponto.

Água do Solo

O potencial de água do solo expressa a energia potencial da água em relação a um estado de referência; o qual é um hipotético reservatório de água pura, sob pressão atmosférica, a uma temperatura igual à temperatura do sistema em questão e localizado a uma elevação arbitrária. Devido à arbitrariedade de sua posição, os potenciais determinados não são absolutos e, sim, de magnitudes relativas, o que permite determinar-se facilmente níveis relativos de energia da água em diferentes localidades ou tempo, dentro do perfil do solo.

O conceito de potencial de água do solo é de fundamental importância, pois substitui as classificações de água que prevaleceram por muito tempo na física de solos (água gravitacional, capilar, higroscópica). Toda a água do solo é afetada pela gravidade e, assim, pelo antigo conceito todas seriam gravitacionais. A água do solo diferencia-se de um lugar a outro e de um tempo a outro, pelo seu potencial total e não pela forma da mesma. Melhor que classificar a água é caracterizar seu estado de energia.

4.3.1 - Componentes do Potencial Total da Água do Solo

A água do solo está submetida a uma série de forças, as quais fazem com que seu potencial seja diferente do potencial de água pura e livre. Estas forças resultam da atração da água pelo solo (forças matriciais), presença de solutos, pressão hidrostática, ação de gases externos e gravidade. Em alguns casos, uma força pode ocorrer com a existência de um campo elétrico, magnético ou térmico. Desta forma, o Potencial Total da Água do Solo pode ser expresso como:

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_s + \Psi_o + \Psi_m + \Psi_{pn} + \Psi_e + \Psi_{mag} + \Psi_t + \dots$$

em que Ψ é o potencial total, Ψ_g o potencial gravitacional, Ψ_s o potencial de submersão, Ψ_o o potencial osmótico, Ψ_m o potencial mátrico, Ψ_{pn} o potencial pneumático, Ψ_e o potencial elétrico Ψ_{mag} o potencial magnético e Ψ_t o potencial térmico.

Os potenciais elétricos e magnéticos são muito raros; as variações de temperatura no solo são pequenas e de difícil medida e, por isso, considerado

Solos Agrícolas

desprezível, enquanto o potencial pneumático é associado a pressões estranhas, tais como as encontradas nas panelas de pressão; sendo assim, os potenciais mais comuns são :

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_s + \Psi_m + \Psi_o$$

Geralmente, os potenciais de submergência e mátrico são estudados em conjunto, como potencial de pressão e a expressão fica ainda mais generalizada:

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_p + \Psi_o$$

4.3.2 - Descrição dos Potenciais

a) Potencial gravitacional: O potencial gravitacional da água do solo, em qualquer ponto, está sempre presente e, é determinado pela elevação deste ponto em relação ao nível de referência. O estado de referência é escolhido arbitrariamente e, quando é escolhido na superfície do solo um ponto abaixo deste terá um potencial negativo; se, porém, o ponto se encontra localizado sobre o solo, o potencial será positivo (Figura 4.5).

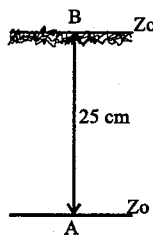
Para Z_o na superfície do solo (ponto B):

$$\Psi_{G_A} = -25 \text{ cm de água}$$

$$\Psi_{G_B} = 0 \text{ cm de água}$$

$$\Delta\Psi_G = \Psi_{G_A} - \Psi_{G_B}$$

$$\Delta\Psi_G = -25 - 0 = -25 \text{ cm de água}$$



Para Z_o no ponto A:

$$\Psi_{G_B} = 25 \text{ cm de água}$$

$$\Psi_{G_A} = 0 \text{ cm de água}$$

$$\Delta\Psi_G = \Psi_{G_A} - \Psi_{G_B}$$

$$\Delta\Psi_G = 0 - 25 = -25 \text{ cm de água}$$

Figura 4.5 - Descrição do potencial gravitacional

O potencial gravitacional ao igual que o potencial de pressão e ao potencial osmótico pode ser expresso por unidade de massa, volume ou peso de uma coluna de água. Comumente é expresso desta última forma. No caso do potencial gravitacional é determinado pela elevação com respeito ao estado de referência e medido com o auxílio de uma simples régua.

b) Potencial de Submergencia: Em solos saturados, onde o solo é submetido a uma pressão hidrostática maior que a atmosférica, o potencial de pressão é maior que no estado de referencia e assim é sempre positivo. Na superfície do solo é igual a zero. É chamado também de potencial hidrostático.

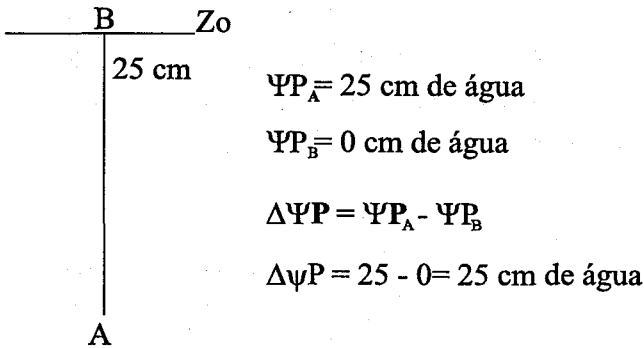


Figura 4.6- Descrição do potencial de submergencia

O potencial de submergência é determinado com uma simples régua ou através de piezômetros, (Figura 4.7) que são tubos abertos em ambos extremos, inseridos no solo a profundidades nas quais se deseja medir o potencial. Como o solo se encontra saturado, a água entra pela parte inferior do tubo e sobe até atingir o lençol freático. Esta altura, medida desde o ponto de referência, constitui a a leitura piezométrica e expressa o potencial de submergência do solo. Na superfície do lençol o potencial é zero.

c) Potencial Matricial: Quando a água no solo se encontra a uma pressão menor que a pressão atmosférica (tensão, sucção ou subpressão) o potencial é considerado negativo e tem sido chamado de potencial matricial ou capilar, por sua relação com o fenômeno da capilaridade. Este potencial resulta das forças capilares e adsorptivas da matriz do solo.

O tensiômetro é o instrumento que permite determinar o potencial matricial. Como indicado anteriormente, além de determinar o Potencial Matricial, permite, ainda a determinação do conteúdo de água do solo.

Quando o tensiômetro é inserido no solo, estabelece-se um equilíbrio entre a água do tensiômetro e a umidade do solo. A água do solo, que se encontra sob pressões subatmosféricas, exerce uma sucção sobre o instru-

Solos Agrícolas

mento e dele retira certa quantidade de água, causando uma queda na pressão hidrostática dentro do tensiômetro, que é indicada pela ascensão do mercúrio no manômetro, ou por uma leitura num instrumento medidor de vácuo (vacuômetro). Estabelecido o equilíbrio, o potencial matricial de água do solo pode ser obtido a partir da tensão indicada pelo tensiômetro. Para se obter o potencial total da água do solo é necessário corrigi-lo, com relação ao potencial gravitacional. Quando o conteúdo de água do solo é baixo, o potencial matricial não pode ser medido com tensiômetros. Neste caso utilizam-se os Psicômetros.

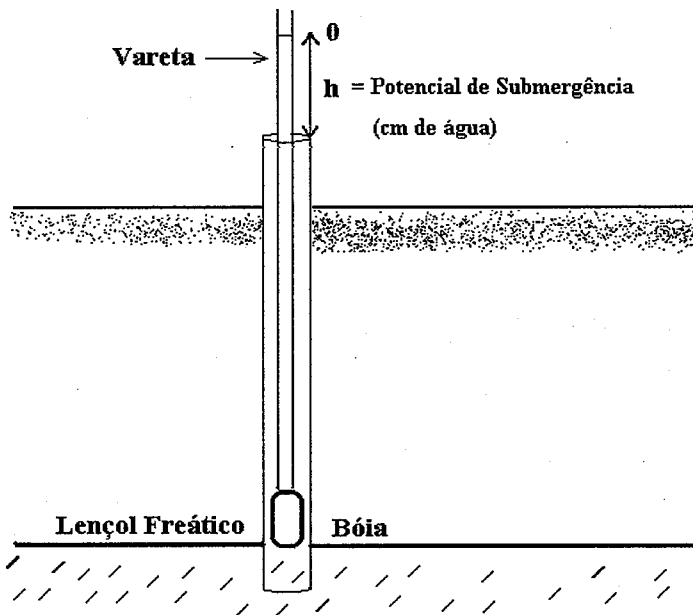


Figura 4.7- Piezômetro

d) Potencial Osmótico: O Potencial Osmótico resulta da interação da água com as sais dissolvidas nesta. A presença de solutos na água aumenta o potencial osmótico e pelo fato de este ser sempre negativo, baixa a energia potencial da água do solo. O potencial osmótico é muito difícil de se medir pela dificuldade de se colocar osmômetros no interior do solo. Ele é calculado a través da equação de van 't Hoff:

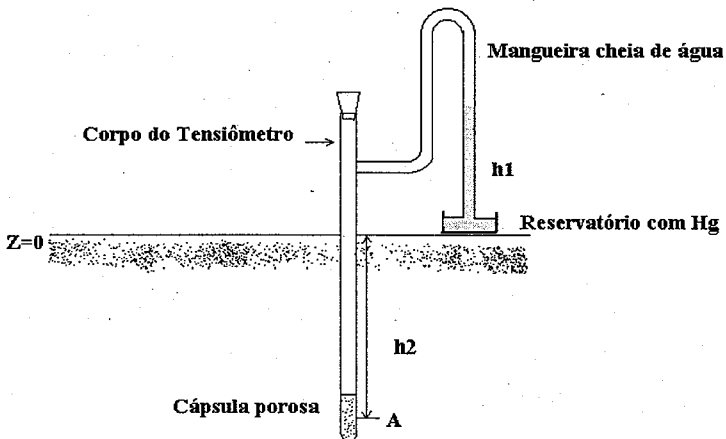
$$P_o = K \times T \times C_s$$

Água do Solo

em que P_o é a pressão osmótica, K a constante dos gases perfeitos (0,082 l/mol.°K), T a temperatura absoluta e C_s a concentração da solução.

Exercício

Qual é o potencial gravitacional, matricial e total da água do solo no ponto A, quando o estado de referência para o tensiômetro embaixo amostrado encontra-se na superfície do solo :



$$\Psi_G = -30 \text{ cm de água}$$

$$\Psi_m = -30(1) - 20(1) + 20(13,5) = -220 \text{ cm de água}$$

$$\Psi_T = -30 + (-220) = -250 \text{ cm de água}$$

4.4 - CURVA DE RETENÇÃO E DISPONIBILIDADE DE ÁGUA PARA AS PLANTAS

A retenção de água é uma propriedade intrínseca do solo, relacionada a forças superficiais que determinam o nível de energia da água no solo. Dois processos são responsáveis por esta retenção, a capilaridade e o processo de adsorção. Incluem-se, aqui, as forças de van der Waals e as forças eletrostáticas exercidas sobre a água pelas superfícies coloidais das partículas.

4.4.1 - Fatores que Influenciam a Retenção de Água no Solo

As propriedades físicas do solo (textura, estrutura, temperatura etc.) e a sua composição química, afetam a capacidade de retenção de água. Solos de textura fina retêm água em maior quantidade que as de textura grosseira, devido a maior superfície específica daqueles e à sua maior porosidade. A alta capacidade de retenção de água das argilas é também resultado de grande número de cargas negativas presentes, que atraem as moléculas de água. O tipo de argila também influencia a retenção de água. Argilas do tipo 2:1 como a montmorilonita e a vermiculita, altamente expansivas e com uma grande superfície específica, possuem propriedades favoráveis à retenção de água.

Solutos osmoticamente ativos reduzem o potencial total de água do solo, constituindo-se em outro fator de retenção.

4.4.2 - Curva Característica da Água do Solo

A relação entre o conteúdo de água do solo e o potencial matricial ou sucção, recebe o nome de Curva Característica da Umidade do Solo, ou simplesmente Curva de Retenção da Água do Solo (Figura 4.8). Ela tem considerável importância teórica e prática, especialmente para apontar as relações da água com o solo e as plantas, para se conhecer as relações de disponibilidade de água para as plantas e a quantidade de água a ser aplicada durante a irrigação. Cada solo possui uma curva de retenção de água.

Um solo saturado em equilíbrio com a água livre, sob pressão atmosférica, quando submetido a tensão libera água, esvaziando primeiramente os poros maiores, que não podem reter a água contra a sucção aplicada. O aumento gradual da tensão resultará no esvaziamento progressivo de poros cada vez menores, até que, sob tensões muito altas, somente os poros extremamente pequenos reterão água. Sob baixas tensões, ou seja, sob a ação de elevados potenciais de água, a Curva Característica é sensivelmente afetada pela textura e estrutura do solo, pois quanto maior o conteúdo de partículas finas, maior também a porosidade e maior a capacidade de retenção de água do solo (Figura 4.9). Na curva característica isto é confirmado pela suavidade da inclinação da curva. Dada a alta capacidade de retenção de água de um solo argiloso, este perde água gradualmente, a medida em que a sucção aumenta; no caso de solos arenosos, a situação é contrária.

Água do Solo

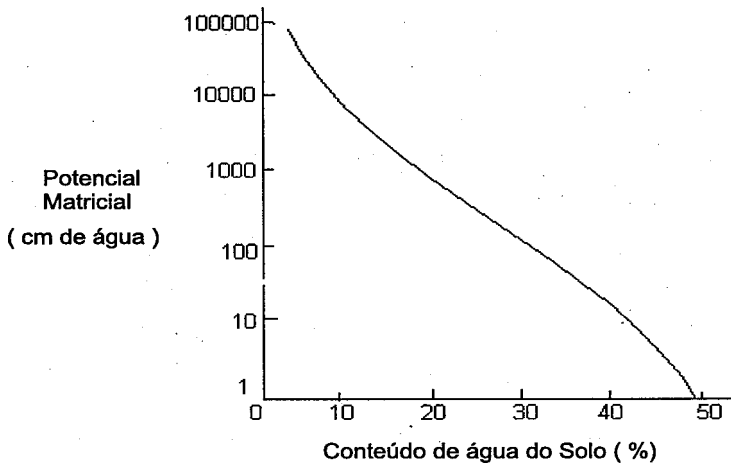


Figura 4.8- Curva característica de umidade do solo

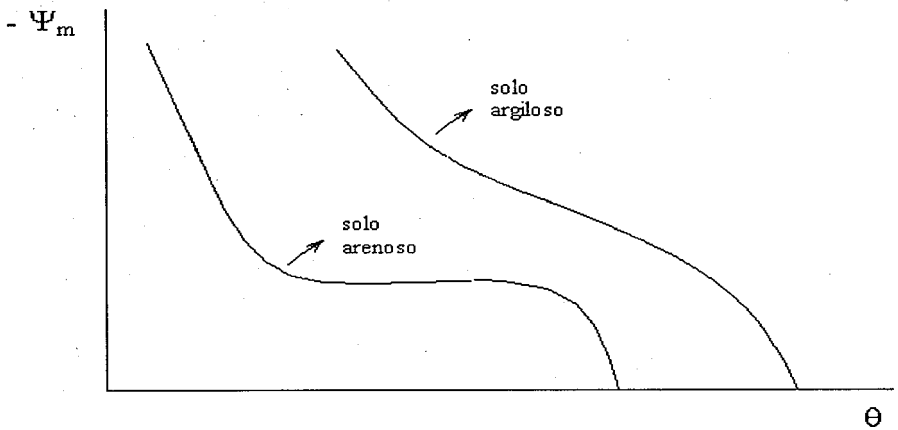


Figura 4.9- Curvas de retenção para solos de diferentes texturas

A forma da curva característica da umidade do solo é também afetada pela estrutura do solo pois, quanto mais compacto ele for, menor sua porosidade total e menor também sua umidade à saturação diminuindo, assim, a redução inicial do conteúdo de água, como consequência da aplicação de sucção. A medida em que os potenciais decrescem, os fenômenos de adsorção

se tornam mais atuantes e menos afetados pela distribuição do tamanho dos poros. Para altos teores de umidade, a curva característica depende da geometria e da distribuição dos poros; já para teores baixos de água, a curva é praticamente independente da geometria do espaço poroso, passando a serem de grande importância os fenômenos de adsorção.

A curva de retenção não é uma função unívoca ou única; sua natureza depende também da forma como a curva é obtida experimentalmente; ela pode ser obtida de duas formas:

a) por desorção (secamento): A amostra de solo inicialmente saturada é gradualmente secada através da aplicação gradual de tensões maiores;

b) por sorção (umedecimento): A amostra de solo inicialmente seca é gradualmente umedecida, através de uma diminuição gradual da tensão.

As curvas características obtidas usando-se cada uma dessas modalidades, são diferentes. A umidade do solo na condição de equilíbrio a uma tensão qualquer, é maior na curva de desorção (secamento) que na curva de sorção (molhamento), ou, a valores de um mesmo teor de umidade corresponderão potenciais matriciais diferentes, fenômeno a que se denomina Histerese (Figura 4.10).

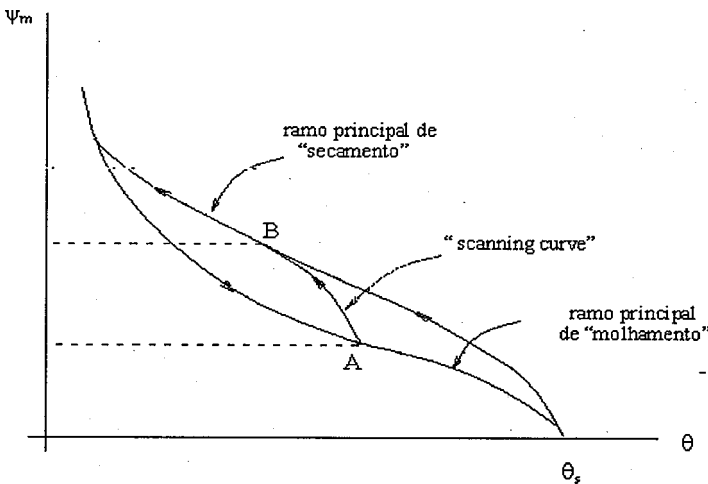


Figura 4.10- Histereses da Curva de Retenção

Água do Solo

Para se construir a curva característica da umidade do solo deve-se determinar o seu conteúdo de água, equilibrando-se o solo úmido a uma sucessão de potenciais matriciais ou sucções conhecidas, e se determinar, a cada vez, a quantidade de água retida. O processo pode ser secando o molhando o solo.

No processo de secamento, uma amostra de solo é colocada sobre a placa porosa e saturada com água, durante 24 horas. Coloca-se a placa porosa dentro da câmara de pressão, fecha-se hermeticamente e se aplica a pressão desejada, devido à qual a água é expulsa do solo, até que o equilíbrio se estabeleça. Na condição de equilíbrio, o potencial existente dentro da câmara será igual ao potencial total de água da amostra do solo. Para construir a curva de retenção varias pressões devem ser aplicadas.

No processo de molhamento, uma amostra seca é colocada sobre a placa porosa e gradualmente molhada.

A Figura 4.11 apresenta o equipamento comumente utilizado no laboratório para determinar a curva de retenção (Extractor de Richards).

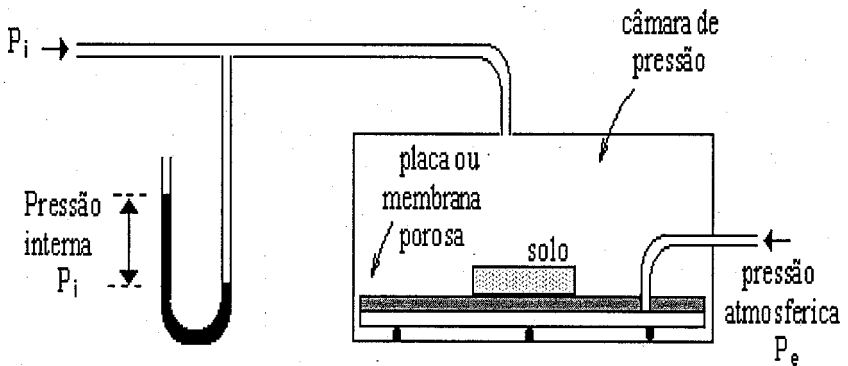


Figura.4.11- Esquema de um Extrator de Richards

4.4.3 - Disponibilidade da Água do Solo para as Plantas

O conceito de disponibilidade de água ou capacidade de água disponível para as plantas, é usualmente definido como o teor de umidade compreendido entre a capacidade de campo (cc) e o Ponto de Murcha Permanente (pmp) (HILLEL, 1980):

Solos Agrícolas

$$ADP = (\theta_{cc} - \theta_{pmp}) Pr$$

onde :

ADP = água disponível para as plantas

θ_{cc} = conteúdo de água do solo na capacidade de campo

θ_{pmp} = conteúdo de água no ponto de murcha permanente

Pr = profundidade efetiva das raízes

Para aplicar este conceito é necessário presupor que a água do solo é disponível para as plantas entre a umidade a capacidade de campo e a umidade no ponto de murcha permanente e logicamente, conhecer o que se entende por capacidade de campo e ponto de murcha permanente.

A capacidade de campo é definida como o conteúdo de água que permanece no solo 24 a 48 horas após saturado por uma chuva ou uma irrigação intensa e depois que a drenagem se faz negligível. Visto que o movimento de água no solo é um sistema dinâmico e que a drenagem poderia praticamente cessar em solos arenosos homogêneos, com boas propriedades de transmissão de água e não em todos eles, o conceito de capacidade de campo é considerado arbitrário; por outro lado, o dinamismo dos processos de remoção de água por médio da drenagem, evaporação e transpiração e a adição de água por irrigação ou chuva, são fatores que praticamente nunca permitem se obter o equilíbrio de que fala o conceito de capacidade de campo. Como consequência, a capacidade de campo deve ser considerada característica das condições de campo e, portanto, só terá real validade quando determinada *in situ*; no que pese a ser um conceito polêmico, é muito útil para realizar cálculos práticos de água disponível e lâminas de irrigação.

A determinação da capacidade de campo é feita de geralmente de duas formas:

Método de campo: É o método mais exato. O solo é completamente saturado até uma profundidade de aproximadamente 1,5m e coberto com um plástico, para evitar evaporação. Após 24 horas, começa-se a se tirar amostras de solo e a determinar sua umidade. Quando a variação do conteúdo de água é negligível, este corresponde a capacidade de campo.

Água do Solo

Método de laboratório: Considera-se que um solo fica à capacidade de campo quando é submetido a uma tensão entre 0,1 e 0,5 atm, dependendo da textura do solo. Por definição, considera-se como capacidade de campo a umidade que fica num solo quando este é submetido a uma tensão de 0,33 atm.

O ponto de murcha permanente é usado para representar o teor de umidade do solo, do qual a planta não consegue retirar água e conseqüentemente murcha definitivamente.

Em textos de Fisiologia Vegetal, definem-se dois pontos de murcha: o ponto de murcha incipiente e o ponto de murcha permanente; o primeiro é aquela condição de umidade do solo em que a planta apresenta sintomas de murchamento, mas que, quando colocada numa atmosfera saturada, ela se recupera rapidamente, voltando à sua condição normal, enquanto o ponto de murcha permanente é definido como a condição de umidade de solo na qual as folhas da planta apresentam uma redução do conteúdo de água e sintomas de murchamento e não se recuperam quando colocadas numa atmosfera saturada.

O conceito de ponto de murcha é muito útil e o seu valor depende do tipo de solo e da espécie vegetal, pois diferentes plantas têm capacidade de extrair água até diferentes limites; além disso, é muito difícil determinar seu valor em condições de campo, porque o teor de umidade varia com a profundidade e sempre haverá movimento de água de outros pontos para a zona radicular da planta.

O ponto de murcha permanente pode ser determinado de duas formas:

Método fisiológico, usando-se girassol como planta indicadora: O girassol é semeado em vasos e promovido seu desenvolvimento até atingir duas folhas definitivas; posteriormente, os vasos são fechados para evitar evaporação de água do solo e, quando as folhas inferiores murcham, as plantas são colocadas em câmaras com atmosfera saturada, até que restabeleçam sua turgidez sendo, então, retiradas da câmara. Este processo é repetido até que as plantas não se recuperam mais e murcham; neste momento, o conteúdo de água do solo é igual ao ponto de murcha permanente.

Através da curva característica da água do solo: Em pesquisas, tem-se observado que o teor de umidade de uma amostra de solo submetida a uma

tensão de 15 atm é bem próximo do valor encontrado com o método fisiológico. Este valor tem sido adotado como padrão, pela Sociedade Internacional da Ciência do Solo, para estimar o ponto de murcha permanente.

4.5 - MOVIMENTO DA ÁGUA EM SOLOS SATURADOS

Darcy foi o primeiro a estabelecer uma equação que possibilitasse a quantificação do movimento da água em solos saturados. Em tais solos, ele encontrou que o volume de água, passando através de determinada área e tempo (fluxo) é proporcional ao gradiente hidráulico existente no solo.

Já se tinha visto que $\Delta\Psi = \Psi_1 - \Psi_2$, medidas ambas as cargas hidráulicas, a partir de algum nível de referência; sabia-se, também, que $\Delta\Psi/L = \Psi_1 - \Psi_2 / L$, era chamado gradiente hidráulico e que, quando era igual a zero o fluxo de água não ocorria.

O volume de água, Q, que passa através de uma área transversal em um tempo t, é chamado densidade de fluxo ou simplesmente fluxo (q) e é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico:

$$q = Q/A t \propto \Delta\Psi/L$$

Com o objetivo de se obter uma equação introduz-se um fator de proporcionalidade chamado Condutividade Hidráulica, representado por K

$$q = Q/a t = - K \Delta\Psi/L$$

Esta equação é conhecida por lei de Darcy

Como mencionado antes, a água se move sempre que existe diferença de potencial (energia) entre diferentes pontos de um sistema, no sentido do ponto de maior potencial para outro de menor energia.

Quando o fluxo de água não é constante ou o solo não é homogêneo, a condutividade hidráulica varia e assim se deve considerar cada situação separadamente, ou seja, um fluxo, um gradiente e uma condutividade para cada caso; desta forma, uma expressão mais exata da Lei de Darcy será na forma diferencial:

$$q_x = K_x dH/dx \quad (\text{sistema unidimensional})$$

Água do Solo

$$q = K \nabla H \quad (\text{sistema tridimensional})$$

Para indicar que o sentido do fluxo é o inverso do gradiente, introduz-se um sinal negativo na equação, ficando:

$$q = -K \nabla H = \frac{Q}{A \times t} = \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^2 \times \text{seg}} = \frac{\text{cm}}{\text{seg}}$$

As unidades da densidade de fluxo são cm/seg, idênticas às unidades de velocidade de fluxo; pese a isto, a densidade de fluxo não é a velocidade com que a água se movimenta no solo; a velocidade real é o volume de água que passa por unidade de tempo pela área realmente disponível ao fluxo.

Num solo saturado, a área disponível é a porosidade total do solo P , expressa em forma de fração de 0 a 1. Assim, a velocidade do fluxo, V , é:

$$V = Q / A P t$$

Em solos não saturados, onde a porosidade total do solo não está completamente saturada com água, a área real disponível para o fluxo da água é a porosidade cheia com água θ ; esta porosidade também é expressa em forma de fração de 0 a 1; então, em solos não saturados a velocidade do fluxo é:

$$V = Q / A \theta t$$

Exemplo: 10 cm^3 de água fluem através de uma área de solo saturado de 5 cm^2 em 10 minutos, calcular a densidade de fluxo (q) e a velocidade do fluxo (V) se a porosidade total do solo é de 50%:

$$q = Q / A t = 10 \text{ cm}^3 / 5 \text{ cm}^2 \cdot 10 \text{ min} = 0,2 \text{ cm/min}$$

$$V = Q / A P t = 10 \text{ cm}^3 / 5 \text{ cm}^2 \cdot 0,5 \cdot 10 \text{ min} = 0,4 \text{ cm/min}$$

4.5.1- Condutividade Hidráulica

É o coeficiente de proporcionalidade da equação de Darcy e expressa a capacidade de transmissão de água no solo. De acordo com

esta equação, a condutividade hidráulica K é a razão entre a densidade de fluxo e o gradiente hidráulico, ou a declividade da curva fluxo versus gradiente hidráulico (Figura 4.12).

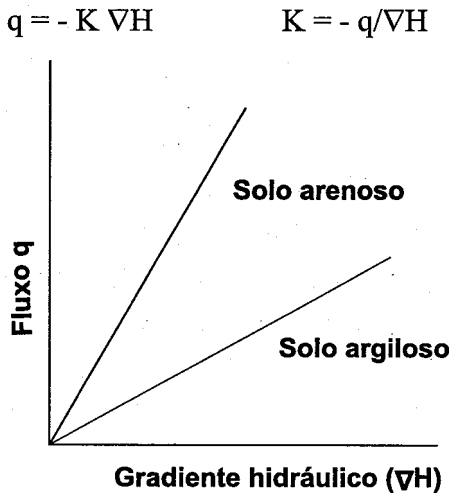


Figura 4.12 - Fluxo de água versus gradiente hidráulico para diferentes solos

As dimensões da condutividade hidráulica dependem das dimensões do fluxo, uma vez que o gradiente hidráulico não tem dimensão. O valor da condutividade hidráulica depende das propriedades do fluido e do solo.

Em solos saturados arenosos de estrutura estável, K é geralmente constante, sendo da ordem de 10^{-2} a 10^{-3} cm/seg e em solos argilosos saturados de estrutura estável, K varia entre 10^{-4} a 10^{-7} cm/seg.

Embora se assuma que a condutividade hidráulica dos solos saturados seja constante, em muitos solos, devido aos diferentes fenômenos biológicos e físico-químicos que ocorrem e, ainda, aos câmbios que acontecem na composição do complexo de troca dos ions, K pode mudar a medida em que a água flui no solo e, assim não permanecer constante; por exemplo, quando a água que entra no solo apresenta composição diferente ou concentração de solutos diferente da solução do solo, pode-se modificar suas propriedades físicas, mudando-se K . Na prática, é muito difícil saturar um solo sem que fique ar aprisionado. Estas bolhas de ar podem bloquear os poros, modificando K . Mudanças na temperatura do solo podem dissolver

Água do Solo

essas bolhas, causando modificação do espaço poroso disponível para o movimento da água, afetando a condutividade hidráulica.

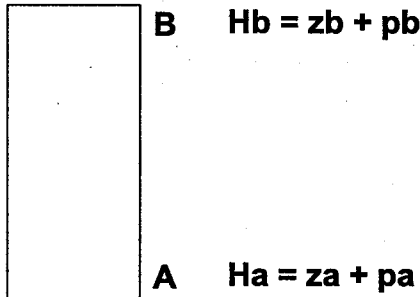
4.5.2 - Aplicação dos potenciais de água ao movimento de água no solo

Se se deseja saber em que direção se moverá a água entre dois pontos num determinado solo, basta determinar-se os potenciais totais em cada ponto. De acordo com a Primeira Lei da Termodinâmica, a água flui do ponto com maior potencial ao de menor potencial. Supondo-se que não existem solutos na água, o potencial total da água do solo será:

$$\psi_t = \psi_g + \psi_p$$

E expresso como cargas hidráulicas, o potencial total será:

$$H = z + p$$

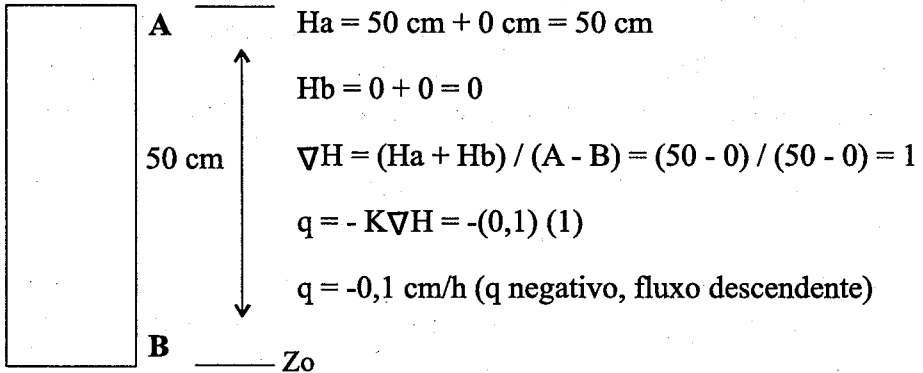


Se $H_a < H_b$, a água se movimentará do ponto B para o Ponto A (de cima para abaixo). Ao se determinar o gradiente de potencial ∇H , este será $H_b - H_a/B-A = +$ (positivo). Ao se aplicar a lei de Darcy encontra-se que a densidade de fluxo é $-$ (negativa).

Se $H_a > H_b$, a água se movimentará do ponto A para o Ponto B (de abaixo para cima). Ao se determinar o gradiente de potencial ∇H , este será $H_b - H_a/B-A = -$ (negativo). Ao se aplicar a lei de Darcy encontra-se que a densidade de fluxo é $+$ (positiva).

Exercício

Calcular os potenciais totais (H), de pressão (h) e gravitacional (z) nos pontos A e B do solo e o gradiente hidráulico (∇H) no solo saturado abaixo. Calcular a densidade e direção do fluxo se a condutividade hidráulica do solo saturado é 0,1 cm/h.

**4.5.3 - Determinação da condutividade hidráulica em solos saturados**

Existem varios métodos para se determinar a condutividade hidráulica em solos saturados:

4.5.3.1 - Métodos empíricos

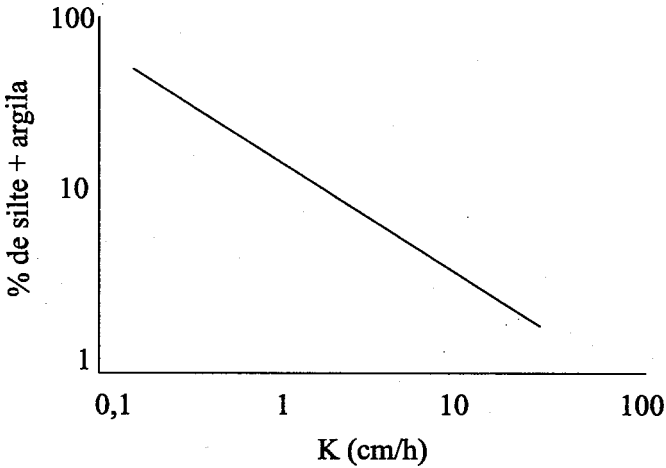
a) Tabelas: São dados encontrados na Bibliografia, fruto de pesquisas realizadas em diferentes classes e condições de solos.

Tabela 4.2 - Condutividade Hidraulica para diferentes texturas de solo

Classe de Solo	Condutividade Hidráulica (m/h)
Areia	> 20
Silte	10 - 20
Franco	5 - 10
Argiloso	1 - 5
Argila	< 1

Água do Solo

b) Correlações: Condutividade hidráulica versus textura do solo



Outros pesquisadores têm encontrado que a condutividade hidráulica é dependente da porosidade p do solo. As funções encontradas são do tipo:

$$K = p (1 - p)^2$$

$$K = (p - 0,13)^2 (1 - p)^{-2/3}$$

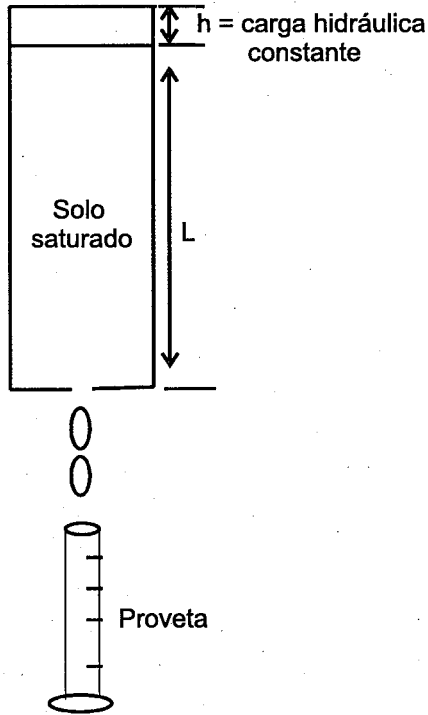
$$K = p^2 (1 - p)^2$$

4.5.3.2 - Métodos de laboratório

a) Método do permeâmetro de carga constante

O procedimento é simples e consiste em se extrair amostras não perturbadas do perfil do solo, mediante cilindros especiais e, logo, medir o fluxo de água que passa através delas, quando mantidas em posição vertical e com uma carga de água constante na superfície do solo.

Solos Agrícolas



Aplicando-se a Lei de Darcy, tem-se:

$$q = \frac{Q}{Axt} = -Kx \frac{\Delta H}{\Delta X}$$

$$-K = \frac{QxL}{AxtX\Delta H}$$

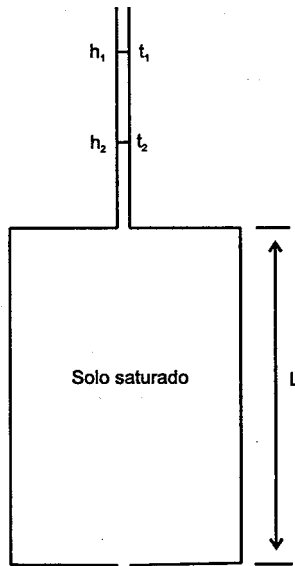
$$-K = \frac{QxL}{Axtx(h+L)}$$

onde Q é a vazão, L o comprimento da amostra de solo, A é a seção transversal da amostra e h a carga de água mantida constante sobre a amostra de solo.

O permeâmetro de carga constante é comumente utilizado para determinar a condutividade hidráulica em solos saturados de textura grossa ou média onde é possível medir um volume de água Q proveniente da coluna de solo.

b) Método do permeâmetro de carga variável

Comparando-se o permeâmetro de carga variável com o de carga constante deve-se adotar as seguintes modificações para as medidas instrumentais. A carga hidráulica na entrada da coluna do solo não é mais constante e, sim, variável com o tempo, significando que a medida em que a água flui através da coluna de solo, o nível do reservatório de entrada vai sendo rebaixado e variando com o tempo; assim, o volume de água que anteriormente era coletado na saída do permeâmetro, agora é medido a partir da variação do nível de água na entrada da coluna de solo, em função do tempo.



Aplicando-se a lei de Darcy:

$$K = a L / A (t_2 - t_1) \times \ln h_1 / h_2$$

onde K é a condutividade hidráulica, “a” é a área do capilar, A a área da coluna de solo, L o comprimento da coluna e h_1 e h_2 as leituras no capilar nos tempos t_2 e t_1 .

O permeâmetro de carga variável é comumente utilizado para determinar a condutividade hidráulica em solos saturados de textura fina onde é difícil medir um volume de água Q proveniente da coluna de solo.

Existem determinações de campo muito mais precisas que os métodos de laboratório (método do piezômetro, do poço, do cilindro infiltrômetro). Tais determinações, em geral, são normalmente abordadas na disciplina de Irrigação e Drenagem.

4.6 - MOVIMENTO DE ÁGUA EM SOLOS NÃO SATURADOS

Como visto anteriormente, a equação de Darcy permite a quantificação do fluxo em solos saturados. Em 1907, Buckingham foi o primeiro a preocupar-se com o movimento de água em solos não saturados e indicava que o mesmo era dependente da sua condutividade e do gradiente de tensão da água nos capilares do solo, sem fazer menção ao potencial gravitacional. Posteriormente, Gardner e Widsoe (1921) o incluíram, ficando a equação da densidade de fluxo da seguinte forma:

$$q = - K\psi \cdot \nabla H$$

em que $K\psi$ é a condutividade hidráulica que, em um solo não saturado, é função do potencial total da água do solo (ψ).

A equação de Darcy também pode ser descrita:

$$q = - K\theta \cdot \nabla H$$

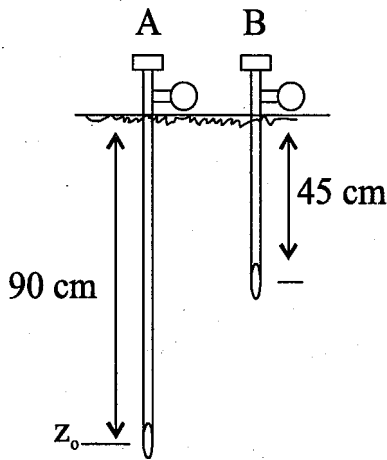
sendo $K\theta$ a condutividade hidráulica, função da umidade do solo θ . Em virtude da condutividade ser função do potencial total da água do solo ou do conteúdo de água nos capilares do solo, esta é denominada, geralmente, como condutividade capilar e é de difícil determinação.

Exercício

Dois tensiômetros são usados para programar irrigação, um deles (A) é instalado a 90 cm de profundidade no solo e o outro (B), a 45 cm.

Se a leitura do manômetro do tensiômetro (A) é de 150 mb, o do tensiômetro (B) é de 120 mb e $K = 0,1$ cm/dia, calcular a direção e a magnitude do fluxo.

Água do Solo



$$q = v / A \cdot t = -K \nabla H = -K \cdot (H_A - H_B) / L$$

$$h_A - 90 = -151,6 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$h_B - 45 = -121,3 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$h_A = -61,6 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$h_B = -76,3 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$z_A = 0$$

$$z_B = +45 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$H_A = -61,6 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$H_B = -76,3 + 45 = -31,3 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$q = -0,1 [-61,6 - (-31,3)] / (0 - 45)$$

$$q = -0,1 (-30,3 / -45)$$

$$q = -0,067 \text{ cm/dia}$$

4.6.1 - Determinação da condutividade hidráulica em solos não saturados

Os métodos para se determinar a condutividade em solos não saturados (condutividade capilar) podem ser classificados em métodos empíricos, de laboratório e de campo.

a) Métodos empíricos

Existem métodos empíricos simples para se determinar a condutividade capilar. Pode-se utilizar simples relações como as seguintes:

Solos Agrícolas

$$K = a / \psi^n + b$$

em que **a**, **b** e **n** são constantes.

$$K = a / \psi^m$$

onde **a** e **m** são constantes empíricas

$$K = K_s / 1 + (\psi / \psi_c)^m$$

onde K_s = condutividade hidráulica do solo saturado

ψ_c = potencial da água quando $K = K_s/2$

$$K = a \cdot \theta^m$$

onde θ é o teor volumétrico de água do solo

$$K = K_s \cdot (W_s)^m$$

onde W_s = Grau de saturação

Como conseqüência da dificuldade para se determinar a condutividade hidráulica, numerosas tentativas têm sido feitas para formular modelos empíricos que permitam estimar-se essa característica a partir do conhecimento de outras propriedades do solo, que sejam mais fáceis de se medir. Um grupo desses modelos é baseado na distribuição do tamanho dos poros, dado que a condutividade hidráulica depende da geometria e da distribuição espacial dos poros, por onde a água se movimenta.

Entre estes modelos pode-se citar o de van Genuchten (1980), Mualem (1976), Green & Corey (1971) e Ahuja et al. (1984), os quais serão abordados na disciplina de Física de Solos. A escolha de um ou outro modelo depende da precisão do ajuste das equações ou, conforme o caso, dos valores experimentais da curva de retenção obtida no laboratório.

b) Métodos de laboratório

Entre os métodos de laboratório tem-se os permeâmetros (KESSLER & OOSTERBAAN, 1980); o método de Reichardt (REICHARDT et al., 1975), o método do ar quente (AYRA et al., 1975) e o método do fluxo de água na membrana de pressão (GARDNER, 1956). Os permeâmetros são os mais conhecidos e utilizados.

Tem-se o permeâmetro de carga constante e o de carga variável, que medem a condutividade hidráulica do solo sob condições de regime estacionário e o procedimento é similar ao caso dos solos saturados, isto é, a condutividade é medida aplicando-se um gradiente de potencial total constante ou variável, através da amostra, e medindo o fluxo de água resultante.

A utilização dos permeâmetros é complicada pelo fato de que em solos não saturados as pressões são negativas e devem ser medidas com tensiômetros. Por outro lado, seu uso é prejudicado por problemas na obtenção de amostras representativas, pelo tempo necessário para se coletar e preparar as amostras, por problemas relacionados à presença de bolhas de ar durante as medições (CASSEL, 1975) e pelo escasso intervalo de sucção determinado pelos tensiômetros (GARDNER, 1956) para citar somente os mais importantes.

c) Métodos de campo

Vários métodos têm sido desenvolvidos para se determinar a condutividade hidráulica não saturada no campo. Entre os mais importantes, tem-se o Método da infiltração através de camadas impermeáveis e o Método do perfil instantâneo.

O método mais utilizado no campo é o do perfil instantâneo, proposto por Rose (1966) e se baseia na medição do fluxo de água transiente e do gradiente de potencial, através do perfil do solo, em função do tempo e da profundidade. Embora os valores que se obtém representem muito bem a condutividade hidráulica dos solos, ele é muito trabalhoso e exige muito tempo para a sua execução, o que dificulta excessivamente a determinação em diversas localidades ou ao mesmo tempo. Se a variabilidade espacial da condutividade hidráulica é considerável, a caracterização de uma grande área pode ser um grande problema.

Solos Agrícolas

O método do perfil instantâneo resume-se em se escolher uma área retangular, plana, com 5m de largura e 5m de comprimento, limitada com diques de madeira ou de outro material qualquer, para que o solo possa ser inundado e saturado até o máximo, isto é, até que a taxa de infiltração da água (VI) permaneça constante.

Obtida a infiltração constante, suspende-se o fornecimento de água e espera-se que ela desapareça da superfície do solo. Nesse instante, cobre-se esta área com plástico polietileno preto, para evitar sua evaporação na superfície do terreno. Deve-se instalar, ainda, um conjunto de tensiômetros e um tubo de acesso para sonda de nêutrons, com fins de se determinar a tensão e a umidade diretamente no solo.

A condutividade hidráulica, desta forma, é definida a partir da equação de Darcy:

$$q = [K(\theta) * (\partial\Psi / \partial Z)] = K(\theta) * \nabla\Psi$$

e determinada por:

$$\overline{K_z} = \frac{\int_{t_1}^{t_2} \int_0^z (d\theta / dt) dz dt}{\{(d\Psi / dz) + 1\} (t_2 - t_1)}$$

sendo: K_z uma média da condutividade hidráulica para o intervalo $t_1 - t_2$, z a profundidade considerada, Ψ o potencial matricial e θ o conteúdo de água volumétrico.

Fase Gasosa do Solo

O ar é um constituinte do solo de grande importância, que exerce considerável influência sobre as suas propriedades e características, além de ser indispensável à vida das plantas. O ar é responsável pela natureza e intensidade das reações químicas e biológicas que se processam no solo afetando, assim, as suas características (proporção e tipo de matéria orgânica, pH, forma e quantidade dos elementos nutritivos, etc.); como resultado de tais reações, afeta o desenvolvimento vegetativo, de forma indireta.

A fase gasosa do solo é importante, porque através dela se realiza o transporte de nitrogênio, oxigênio e anidrido carbônico, elementos essenciais ao crescimento das plantas. O oxigênio é consumido e o CO₂ produzido através dos processos respiratórios da planta e da atividade microbiana.

5.1 - COMPOSIÇÃO DO AR DO SOLO

Os componentes do ar do solo são os mesmos que aqueles do ar atmosférico: nitrogênio, oxigênio, anidrido carbônico, gases inertes e vapor de água. A Tabela 5.1 apresenta uma comparação da composição do ar do solo com a do ar atmosférico.

Tabela 5.1 - Composição do ar do solo e do ar atmosférico

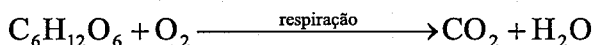
Elemento	Ar do solo*	Ar atmosférico
	-----%-----	
Nitrogênio (N ₂)	79,20	79,00
Oxigênio (O ₂)	20,55	20,97
Anidro Carbônico (CO ₂)	0,25	0,03

* amostra extraída a 15 cm de profundidade de um solo de texturamédia bem arejado

Observa-se que, no solo superficial, o conteúdo de oxigênio é semelhante ao da atmosfera devido ao fato de que o oxigênio consumido no solo é facilmente repostado pela atmosfera. A principal diferença está no conteúdo de CO₂ que, no solo, é aproximadamente 8 vezes maior que na atmosfera. Num solo pobremente arejado, o CO₂ pode atingir níveis 10 a 100 vezes maiores que na atmosfera.

5.1.1 - Variação da Composição do Ar

A composição do ar do solo depende da respiração das plantas, das atividades dos microrganismos, da solubilidade do CO₂ e O₂ na água e da taxa de intercâmbio gasoso com a atmosfera. Em geral, considera-se que a composição do ar do solo é a resultante do equilíbrio dinâmico entre o processo respiratório dos organismos, liberando CO₂ e consumindo O₂, e as trocas gasosas entre o solo e a atmosfera. Este último mecanismo tende a igualar as composições do ar do solo e o ar da atmosfera e a respiração tende a aumentar a diferença.



Assim, a composição do ar do solo depende da velocidade relativa desses dois processos opostos e, então, de todos os fatores que os favorecem ou dificultam, principalmente das características do solo, das condições climáticas e da natureza das culturas.

A variação da composição do ar ao longo do perfil é tanto maior quanto mais fina for a sua textura. No caso dos solos de textura grossa, ela é quase nula, tendo em vista que, nesses solos, sua grande permeabilidade favorece a

Fase Gasosa do Solo

troca de gases. A diferença entre as camadas superficiais e inferiores pode ser muito acentuada nos períodos úmidos, sobretudo nos solos com má drenagem. Nas condições mais desfavoráveis, o nível de O_2 pode atingir 10 a 15 % e o nível de CO_2 pode descer a 0,1% ou menos.

As porcentagens de CO_2 e O_2 no ar do solo variam com a profundidade do solo, enquanto a variação da composição ao longo do perfil, tal como a composição de ar da camada superficial, está na dependência da velocidade relativa de produção de anidrido carbônico e da sua remoção. Geralmente, o conteúdo de anidrido carbônico aumenta com a profundidade, enquanto o conteúdo de oxigênio diminui (Figura 5.1).

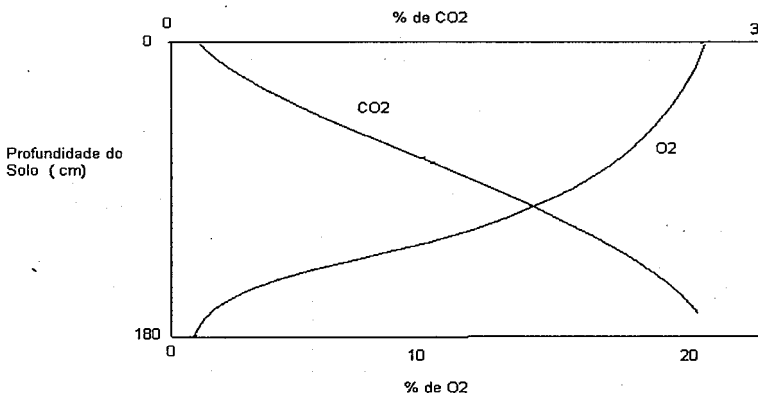


Figura 5.1- Variação do conteúdo de CO_2 e O_2 com a profundidade do solo

As porcentagens de CO_2 e O_2 no ar do solo variam com as estações do ano. Durante a época chuvosa o conteúdo de O_2 aumenta, de vez que a água de chuva o traz dissolvido; em geral, o conteúdo de CO_2 do solo aumenta no período em que as culturas se encontram no campo, devido à intensidade do processo de respiração das raízes (Figura 5.2).

A umidade do solo, também influi na composição do ar do solo que, ao aumentar tanto diminui o espaço poroso cheio com ar quanto a permeabilidade ao ar e torna extremamente lenta a renovação do O_2 no ar do solo. Verifica-se isto a partir de teores de umidade em que o volume de vazios cheios com ar se reduz a menos de 10 - 12 % da porosidade total.

Solos Agrícolas

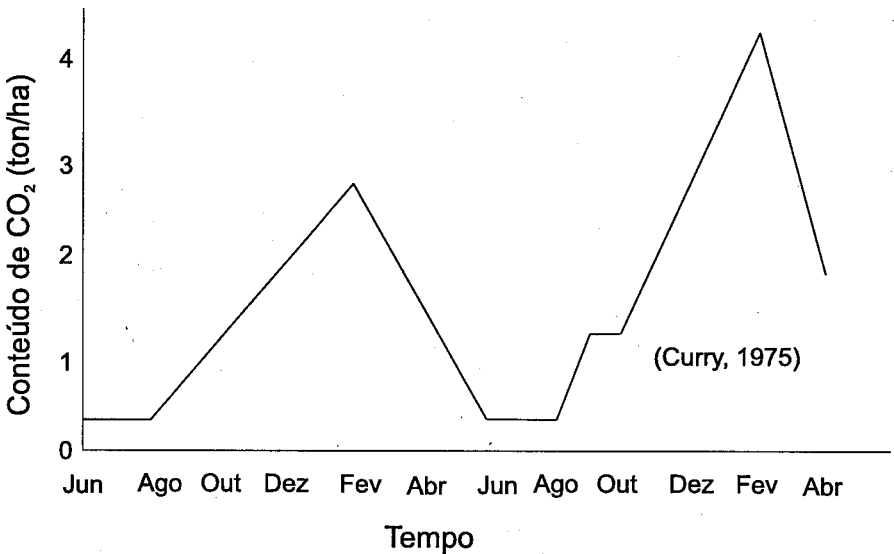


Figura 5.2 - Variação do conteúdo de CO₂ no solo com as estações do ano

As variações da composição do ar do solo estão relacionadas com as flutuações das taxas de mudanças bioquímicas e microbiológicas. A produção de CO₂ atinge o máximo ao fim do verão pelo intenso processo de respiração das plantas e o mínimo é atingido durante o inverno devido a ausência de culturas.

A matéria orgânica do solo também influencia a composição do ar do solo, na medida em que influi na capacidade para reter ar e na atividade biológica do solo; um conteúdo maior de matéria orgânica corresponde, normalmente, a uma atividade microbiana também maior, maior consumo de O₂ e, portanto, maior acumulação de CO₂. Os solos orgânicos têm geralmente mais anidrido carbônico que os minerais, devendo também contribuir para isso a sua condição particular de umidade. A Figura 5.3 apresenta o consumo relativo de oxigênio para diferentes condições de solo. Observa-se o aumento do consumo de oxigênio a medida em que aumentam a matéria orgânica e a atividade biológica no solo.

Fase Gasosa do Solo

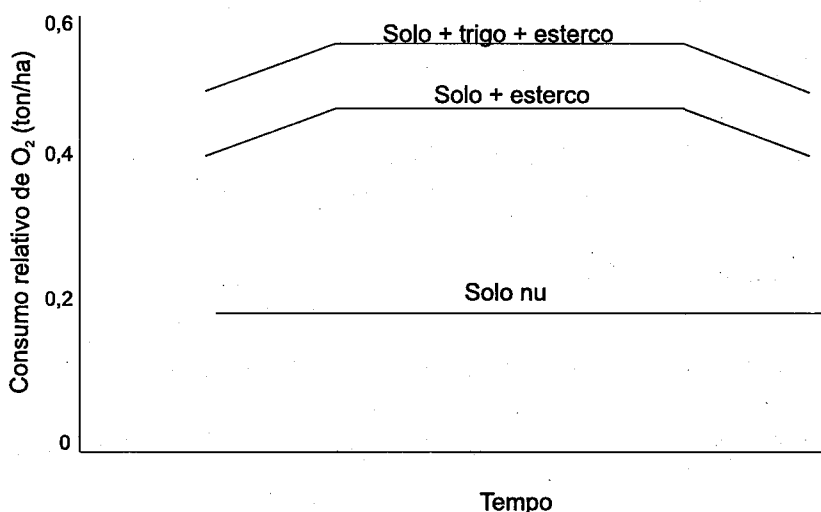


Figura 5.3 - Consumo de oxigênio através do tempo para diferentes condições de solo

5.1.2 - Determinação da Composição do Ar

A determinação da composição do ar do solo pode ser feita de diversas maneiras; originalmente era através de análises químicas. O CO_2 presente no solo era absorvido por um reagente adicionado à amostra, e a redução do volume correspondia ao volume do anidrido carbônico; para o O_2 utilizava-se um reagente diferente. Posteriormente, passou-se a usar os analisadores de gases e o processo de cromatografia, métodos esses não muito confiáveis, devido a problemas na obtenção das amostras de ar, o que normalmente resulta em certa contaminação.

Atualmente, para a determinação da concentração de oxigênio utilizam-se eletrodos, os quais podem ser polarográficos ou de platino. Em ambos os casos, quando uma voltagem é aplicada entre um eletrodo e sua referência, o oxigênio se difunde para o eletrodo reduzindo-se e, neste caso, a intensidade da corrente elétrica aumenta; este aumento resultante é, por sua vez, proporcional à taxa de redução do oxigênio, função da taxa de difusão de O_2 para o eletrodo.

5.2 - AERAÇÃO

O solo apresenta uma adequada aeração, quando:

- a) existe suficiente espaço poroso cheio com ar
- b) o intercâmbio gasoso entre o solo e a atmosfera ocorre a uma taxa tal que impede a deficiência de oxigênio ou o excesso de anidrido carbônico na zona das raízes
- c) existe adequada proporção entre os elementos constituintes do ar

A maior parte do intercâmbio gasoso ocorre através do espaço poroso cheio de ar; no entanto, ele também pode ser através da fase líquida, embora em propagação muito menor. Em solos saturados, o intercâmbio pode ocorrer através da própria planta.

Uma inadequada aeração pode ser produzida devido a um conteúdo de água muito alto no solo (encharcamento) ou, ainda, devido a uma excessiva compactação mecânica do solo.

5.2.1 - *Determinação da Adequacidade da Aeração*

Existem várias alternativas para se determinar a adequacidade da aeração do solo:

Determinação do espaço poroso cheio de ar: Este dado é importante visto que o movimento dos gases no solo e a taxa de intercâmbio de gases entre o solo e a atmosfera, aumentam com o espaço poroso cheio de ar. No laboratório, pode ser determinado com o Picnômetro de ar e, empiricamente, através da equação de Veihmeyer.

Determinação da resposta das plantas à aeração induzida: A aeração pode ser induzida de duas formas:

- forçando-se ar através do solo por fluxo de massa
- aplicando-se água oxigenada ao solo

Se a aeração forçada melhora o rendimento da cultura, a aeração inicial é considerada inadequada e, se não se observa melhoria, a aeração inicial é

Fase Gasosa do Solo

presumida como adequada, caso em que pode ser também que a aeração seja inadequada mas que a técnica empregada para arejar o solo não produziu nenhuma mudança importante, a ponto de produzir uma melhoria, fato ilustrado por Melsted em 1949, trabalhando com milho e soja.

Tratamento	Milho	Soja
	-----ton ha ⁻¹ -----	
Testemunha	5,9	2,8
Aeração forçada	9,0	3,0
Aeração oxigenada	8,9	3,3

Os resultados indicam que, aparentemente, o milho (testemunha) estava em condições inadequadas de aeração. Por outro lado, parece que não existem grandes problemas de aeração na cultura de soja e que a aeração forçada de ar na soja não foi uma técnica muito adequada para arejar o solo. Se a aeração forçada produz melhoria nos rendimentos de milho, poder-se-ia perguntar, ainda, se o problema do milho era falta de oxigênio ou excesso de anidrido carbônico

Determinação de composição do ar do solo (Item 5.1.2)

5.2.2 - Efeitos de uma Aeração Pobre no Crescimento das Plantas

Considera-se uma aeração pobre quando o intercâmbio gasoso entre o solo e a atmosfera não é suficientemente adequado para assegurar o oxigênio necessário à planta para o processo de respiração, nem proporciona oportunidade suficiente para eliminar o anidrido carbônico.

As variações susceptíveis de se verificarem na composição do ar do solo são responsáveis por modificações nas reações químicas e nos processos biológicos que ocorrem no solo e, assim, modificam suas propriedades e características influenciando, direta ou indiretamente, na vida das plantas.

A ausência da proporção correta de oxigênio no solo determina reações que conduzem à acumulação de elementos, sob formas reduzidas. As

condições de arejamento influem, então, de maneira indireta, na nutrição das plantas (além de afetarem as características do solo) pois, sendo responsáveis pelo predomínio de certos elementos no estado reduzido (ferro e manganês por exemplo) podem ocasionar deficiência de nutrientes ou seu excesso (e, portanto, originar fenômenos de toxicidade) consoante as situações.

O anidridocarbônico e outros óxidos ácidos acumulados levam à formação de ácidos afetando, deste modo, o pH do solo e a solubilidade dos elementos nutritivos, enquanto a falta de oxigênio, condicionando a atividade microbiana do solo, modifica integralmente a natureza e a intensidade da mineralização e humificação da matéria orgânica, do processo de nitrificação, da fixação do nitrogênio atmosférico etc., com reflexos profundos nas características e propriedades do solo e, portanto, no desenvolvimento das plantas. Sob condições anaeróbicas a matéria orgânica se decompõe acumulando metano e/ou ácidos orgânicos (láticos, butíricos etc.) os quais, quando em alta concentração, produzem toxicidade; além disso, a fração orgânica nitrogenada dá origem a aminas, amoníaco e mesmo a nitrogênio elementar. Da transformação dos compostos de enxofre resulta H_2S ou enxofre elementar.

A influência direta do arejamento na vida vegetal resulta, fundamentalmente, do controle que exerce na respiração do sistema radicular; esta respiração é um processo energético e, como tal, intervém na vida das plantas, como fornecedor de energia; assim, a deficiência de oxigênio no solo afeta muito os processos que requerem energia, praticamente a totalidade envolvida nos processos vitais. A ação imediata da deficiência de anidrido carbônico faz-se sentir na absorção de água e de nutrientes, mesmo existindo estes em proporção adequada e, como consequência, o desenvolvimento das raízes e da própria planta é bastante limitado, dando origem a aspectos morfológicos anormais e, em condições extremas, à morte da planta.

As plantas, para se desenvolverem num solo encharcado, com águas estagnadas, têm que ser capazes de levar, até as raízes, oxigênio da atmosfera ou de níveis superiores do solo normalmente arejado.

Uma aeração deficitária produz, também, os seguintes efeitos sobre a planta (MILLAR, 1988):

- a) epistasia ou curvatura das plantas
- b) aparecimento de raízes adventícias

- c) perda do geotropismo
- d) abscisão prematura das estruturas de reprodução

5.2.3 - Índice de Aeração

Um índice de aeração bastante utilizado é a Taxa de Difusão de Oxigênio (TDO) definido como os gramas de O_2 consumidos por minuto e por cm^2 sobre o eletrodo de platina.

Para a maioria das plantas, quando:

$TDO < 20 \times 10^{-8} \text{ g } O_2/\text{min.cm}^2$ - o crescimento da planta é detido

$TDO \geq 40 \times 10^{-8} \text{ g } O_2/\text{min.cm}^2$ - o crescimento da planta é ótimo

Cebola e arroz não são muito sensíveis à falta de oxigênio e podem crescer com TDO até de $15 \times 10^{-8} \text{ (g/cm}^2\text{.min)}$. A batata açucareira é bastante sensível e não sobrevive com TDO menor de $30 \times 10^{-8} \text{ (g/cm}^2\text{.min)}$.

É conveniente indicar-se que o conhecimento do TDO para uma profundidade de solo só não é suficiente para determinar o status da aeração num determinado solo.

O TDO diminui com a profundidade.

A Tabela 5.2 apresenta as Taxas de Difusão de Oxigênio críticas e ótimas para o crescimento radicular, e aéreo para diferentes culturas.

Tabela 5.2 - TDO ($10^{-8} \text{ g/cm}^2 \text{ min}$) para algumas culturas (MILLAR, 1988)

Cultura	Crítica	Ótima	Referência
Girassol	20	40	Letey et al., 1961. 1962
Algodão	20	-	Letey et al., 1961
Pastagem	20	40	Letey et al., 1964
Milho	20-30	40	Bertrand e Kohnke, 195
Beterraba açucareira	20-30	-	Wiersma e Morthand, 1
Beterraba açucareira	30	-	Erickson e van Doren, 1
Cevada	15	40	Letey et al., 1962
Tomate	30	40	Lemon e Erieson, 1952
Ervilha	15	70	Cline e Erieson, 1959
Milho	-	10-50	Van Dust, 1962

5.2.4 - Adaptações Fisiológicas das Plantas sob Condições Anaeróbicas

As plantas desenvolvem certas estruturas fisiológicas para poder defender-se das condições inadequadas de aeração. Entre estas, pode-se citar :

- a) desenvolvimento de raízes especiais com grandes espaços internos (aerênquimas) para armazenar ar; é o caso do arroz;
- b) desenvolvimento de raízes superficiais para absorverem ar da atmosfera (adventicias); é o caso do milho e do algodão;
- c) respiração anaeróbica (algumas plantas aquáticas).

5.3 - MOVIMENTO DE GASES NO SOLO

O intercâmbio gasoso no solo é realizado de duas formas: fluxo de massa e difusão.

5.3.1 - Fluxo de Massa

O intercâmbio gasoso através de fluxo de massa é devido a um gradiente de pressões totais entre o ar do solo e o ar da atmosfera do solo, produzido por mudanças da temperatura do ar, da pressão barométrica, da ação do vento e de mudanças no espaço poroso, como resultado da chuva ou irrigação.

Temperatura - Quando se considera que o ar atmosférico e do solo são gases perfeitos, qualquer modificação da temperatura produzirá mudanças de volume e pressão, de acordo com a lei dos gases perfeitos.

$$P.V = n.R.T$$

onde:

P - Pressão atmosférica (atm)

V - Volume (cm³)

n - Número de moles (moles)

R - Constante dos gases perfeitos (0,082 atm.cm³/mol.°K)

T - Temperatura absoluta (°K)

Fase Gasosa do Solo

Por exemplo, durante a noite, quando a temperatura do ar imediatamente vizinho ao solo diminui, a pressão deste ar é reduzida, criando um gradiente de pressões, com o conseqüente movimento de ar do solo à atmosfera para equilibrar este gradiente. As diferenças de temperatura não são responsáveis por mais de 1/240 a 1/480 da total aeração; assim, a temperatura do ar é um fator menor na aeração do solo.

Mudanças na pressão barométrica - Teoricamente e de acordo com a lei de Boyle, qualquer aumento de pressão barométrica da atmosfera causará diminuição do volume do ar do solo. Esta diminuição permitirá uma quantidade equivalente de ar penetrar nos poros do solo, cujo processo é contrário quando a pressão barométrica da atmosfera diminui. Estima-se que aproximadamente 1/100 da aeração normal pode ser atribuída à variação da pressão barométrica.

Ação do vento - Embora o vento não produza um fluxo de massa importante em solos comuns, as modificações que ele produz na pressão do ar na superfície do solo, ao misturar o ar, poderiam levar a um transporte de ar talvez maior que o transportado por difusão.

Chuva e/ou Irrigação - A infiltração de água no solo, proveniente da chuva e/ou irrigação, pode produzir renovação de ar dos poros, com a subsequente substituição por mais ar e trazendo oxigênio dissolvido na água. Este fator contribui com 1/12 - 1/16 do intercâmbio gasoso.

O fluxo de massa pode ser quantificado usando-se uma equação similar à lei de Darcy, na qual a força condutora é um gradiente de pressões totais (dP):

$$J = k \rho / \eta \, dP$$

em que :

J = Fluxo de massa (volume de gás por unidade de área e de tempo)

k = Permeabilidade intrínseca do solo (cm²/seg)

ρ = Densidade do ar (g cm⁻³)

η = Viscosidade do ar (g cm⁻¹ seg⁻¹)

5.3.2 - Difusão – Lei de Fick

É o processo responsável pela maior parte do intercâmbio gasoso do solo. A difusão é o transporte molecular de ar, através do médio poroso, devido a diferenças das pressões parciais (p) produzidas pelos seus componentes.

$$P_{\text{total}} = p_{\text{O}_2} + p_{\text{CO}_2} + p_{\text{N}_2} + \dots + p_x$$

Igualmente, no caso do fluxo de água a força responsável pela difusão dos gases é o seu gradiente de potencial, medido pela energia livre de Gibbs, sendo diretamente proporcional à pressão parcial ou concentração de gás na mistura.

Chamando-se D ao coeficiente de difusão (cm/seg) dependente das características do solo e do gás, c à concentração do gás difundindo-se, x à distância de difusão e q a quantidade de ar difundindo-se, por unidade de área e de tempo ($\text{g/cm}^3 \text{ seg}$) pode-se escrever a lei de Fick, que identifica a difusão de ar num meio poroso como o solo, da forma seguinte:

$$q = -D \cdot dc/dx \quad (\text{Lei de Fick})$$

donde:

dc/dx - gradiente de concentração (moles/cm² cm)

Na lei de Fick, o sinal negativo é igual ao da lei de Darcy, significando que o movimento do ar é da maior concentração para a menor.

A lei de Fick também pode ser expressa em termos de pressão parcial:

$$dq = -D \cdot dp/dx$$

onde:

q - Difusão de gases

D - Coeficiente de Difusão

dp/dx - Gradiente de pressão parcial

O coeficiente de difusão do O_2 no ar é ao redor de 1,25 vez o do CO_2 . A difusão de ambos os gases é perto de 10.000 vezes

Fase Gasosa do Solo

maior no ar que na água. A maior solubilidade do CO_2 na água faz com que o CO_2 seja transferido mais rapidamente.

O Coeficiente de Difusão de Gases no solo (D) é menor que o Coeficiente de Difusão de gases no ar (D_o) devido a pequena fração de solo ocupada por poros contínuos cheios com ar e devido a natureza tortuosa dos poros. Existe assim, uma relação entre a difusão de gases no solo e a porosidade cheia com ar Y . Buckingham em 1904 foi o primeiro cientista que quantificou a difusão do CO_2 no solo; ele derivou a seguinte equação:

$$D = D_o \cdot Y^2$$

onde: D = Difusão do CO_2 no solo com porosidade vazia Y .
 D_o = Difusão do CO_2 no ar.

Penman concluiu que a difusão de gases era função da tortuosidade do espaço poroso. Estudando as taxas de difusão através de diferentes médios porosos, encontrou-se uma relação entre D/D_o e a porosidade vazia Y .

$$D / D_o = 0,66 Y \quad \text{ou} \quad D = 0,66 Y D_o$$

Pode-se observar que a difusão de CO_2 aumenta com a porosidade vazia e que a porosidades menores de 10 % não existe difusão de gases no solo.

Exercício 1

Num perfil de solo, a concentração de O_2 na superfície é de 21% e, a 100cm, é de 10,5%. Se a porosidade total do solo é igual a 45% e $\theta = 35\%$, calcular o fluxo de oxigênio no solo. Determinar a taxa de difusão de oxigênio assumindo que o fluxo está em equilíbrio dinâmico e que $D = 0,0126 \text{ cm}^2/\text{s}$. Considerando-se que:

$$1 \text{ mol de } \text{O}_2 = 22,4 \text{ l}$$

$$\text{Peso molecular do } \text{O}_2 = 32 \text{ g}$$

$$100\% \text{ de } \text{O}_2 = 32/22,4 = 1,43 \text{ g/l}$$

tem-se:

$$q = -D \cdot dc/dx$$

$$C_{\text{O}_2} \text{ na superfície do solo} = 1,43 \text{ g/l} \times 0,21 = 0,30 \text{ g/l}$$

Solos Agrícolas

$$C_{O_2} \text{ na superfície do solo} = 3,0 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$$

$$C_{O_2} \text{ a 100 cm de profundidade} = 1,5 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$$

$$q = -D \cdot dc/dx$$

$$q = -1,26 \times 10^{-2} \text{ (cm}^2/\text{s)} (3 \times 10^{-4} - 1,5 \times 10^{-4} \text{ (g/cm}^3\text{)}) / 100$$

$$q = -1,89 \times 10^{-8} \text{ g/cm}^2 \text{ s}$$

Exercício 2

Dois pontos, A e B, a 5 e 15cm de profundidade de solo, respectivamente, têm as seguintes propriedades:

$$\text{Concentração de vapor de água no ponto A } (C_{vaA}) = 19,43 \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Concentração de vapor de água no ponto B } (C_{vaB}) = 17,30 \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3$$

Se o Coeficiente de Difusão do vapor de água é de $0,2 \text{ cm}^2/\text{s}$, calcular a magnitude e a direção do fluxo, utilizando a Lei de Fick

$$q = -D \cdot dC/dx$$

$$q = -D (C_{vaA} - C_{vaB}) / X_a - X_B$$

$$q = -0,2 \text{ cm}^2/\text{s} (19,43 - 17,30) \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3 / -5 \text{ cm} - (-15 \text{ cm})$$

$$q = -0,2 \text{ cm}^2/\text{s} (2,13 \times 10^{-6}) \text{ g/cm}^3 / 10 \text{ cm}$$

$$q = -4,26 \times 10^{-8} \text{ g/cm}^2 \text{ s}$$

Visto que o sinal do fluxo é negativo, o fluxo é de cima para baixo; logicamente, do ponto de maior densidade ou concentração de vapor de água para o ponto de menor densidade ou concentração de vapor de água.

Temperatura do Solo

A temperatura do solo influencia suas propriedades, conteúdo de água, fluxo de água na forma de vapor, estrutura, intercâmbio gasoso, energia da água do solo, disponibilidade de água e nutrientes para as plantas, atividade enzimática e microbiana, decomposição dos resíduos vegetais, gênese do solo etc.

A temperatura do solo responde mais aos efeitos locais de insolação, topografia e natureza da cobertura do solo, podendo diferir muito da temperatura do ar. Esta diferença é responsável pela sobrevivência de plantas em regiões onde a temperatura do ar é adversa, como é o caso de plantas que se desenvolvem em regiões montanhosas polares, em que a temperatura do solo é muito superior à temperatura do ar. Algumas plantas suportam temperaturas do ar de -25°C ; no entanto, suas finas raízes sucumbem ao frio de -13°C a -16°C .

A temperatura do solo exerce grande influência nas suas reações químicas e biológicas pois, em solos frios, as reações químicas se tornam lentas e as biológicas são praticamente inexistentes. A nitrificação somente se inicia na primavera, quando a temperatura do solo atinge cerca de $4,4^{\circ}\text{C}$, com limites mais favoráveis entre $26,7^{\circ}\text{C}$ e $32,3^{\circ}\text{C}$.

Solos Agrícolas

Quanto aos processos biológicos das plantas, a temperatura do solo afeta:

a germinação das sementes: A germinação do milho exige temperaturas do solo de 7,2 a 10 °C com rendimento máximo a 37,8 °C. A germinação do tubérculo da batata acontece melhor a temperaturas entre 15,6 e 21,1 °C e não crescem a temperaturas superiores a 29 °C. A germinação do melão exige temperatura do solo de 31 a 37 °C.

a área foliar: Após a germinação das plantas, a temperatura do solo pode ainda influir no desenvolvimento do índice da área foliar das plântulas;

as atividades funcionais das raízes: Temperaturas altas exercem efeito prejudicial sobre as raízes e podem causar lesões destrutivas nos caules; por outro lado, temperaturas baixas impedem a absorção dos nutrientes minerais, enquanto frio persistente no solo resulta em crescimento pequeno, para culturas de inverno. Um bom desenvolvimento ocorre com temperaturas de 6 a 10 °C;

a velocidade e a duração do crescimento das plantas: Temperaturas do solo desfavoráveis durante a estação de crescimento pode retardar ou mesmo arruinar as culturas. A temperatura do solo para crescimento ótimo varia consideravelmente com o tipo de planta. A faixa acima da qual ocorrem temperaturas do solo quase ótimas, depende da espécie e é baixa, por exemplo, para alface (4°-16 °C), moderada para o tomate (10°-19 °C) e elevada para o pepino (15°- 19 °C).

6.1 - FATORES QUE AFETAM A TEMPERATURA DO SOLO

6.1.1 - Fatores Externos

Chamados também fatores ambientais, são aqueles que o homem não consegue controlar.

a) Radiação solar direta: Díz-se que a agricultura é uma exploração da energia solar na presença de um adequado conteúdo de água e nutrientes no solo e a energia radiante proveniente do sol determina o regime térmico do solo e o crescimento das plantas.

A quantidade de radiação emitida pelo sol e que é recebida

Temperatura do Solo

perpendicularmente pela atmosfera, é chamada *Constante Solar*, e é igual a 2 langleys por minuto, onde 1 langley é igual a 1 caloria/cm². Tendo-se que o planeta terra é esférico, somente ¼ da radiação solar atinge a superfície do solo (0,5 langleys/min).

Em zonas temperadas recebem-se, diariamente entre 100 e 600 langleys. Para evaporar uma lâmina de água de 1cm precisa-se de 580 langleys.

A intensidade da radiação recebida pelo solo depende da:

Latitude: É talvez, o fator mais importante, visto estar relacionada ao ângulo com o qual os raios solares atingem o solo. Quanto mais direta a incidência, maior a temperatura do solo. A temperatura do solo geralmente decresce a medida em que aumenta a distância do Equador (Figura 6.1).

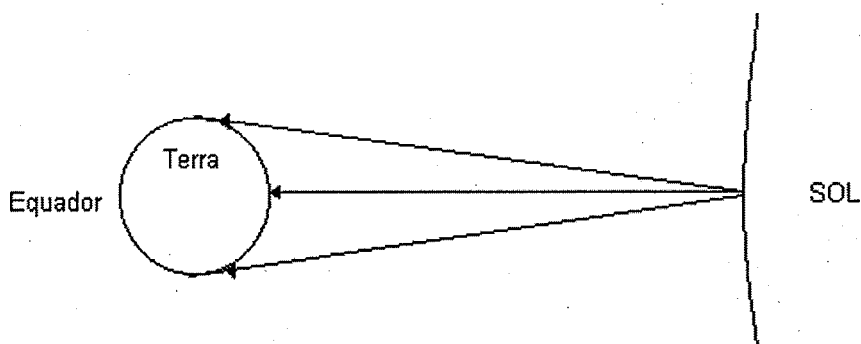


Figura 6.1 - Efeito da latitude na incidência dos raios solares

Exposição do solo: Numa dada latitude, a exposição depende, em grande parte, da declividade do solo; como exemplo, considere-se um vale no Estado de Minnesota, no Oeste dos Estados Unidos. Os ângulos com que o sol incide sobre as superfícies a, b e c ao meio dia de um dia de inverno (22 de dezembro) são mostrados na Figura 6.2.

O solo da superfície "a" é o que apresenta a maior temperatura, devido ao maior ângulo de incidência da radiação solar (80°). Depois, em ordem decrescente de temperatura do solo, a superfície "b" (50°) e, finalmente, a superfície "c" (15°). De manhã a superfície do solo ou da vegetação está úmida e grande parte da radiação é utilizada para evaporar esta umidade e secar o solo; à tarde, com a vegetação e solo secos, a maior parte da radiação

Solos Agrícolas

é absorvida pelo solo, aumentando sua temperatura, enquanto nas outras superfícies, devido ao ângulo de incidência dos raios solares, a radiação é menor e, assim, o solo e a vegetação gastam a maior parte da radiação em evaporar a umidade, sobrando menos energia para aquecer o solo.

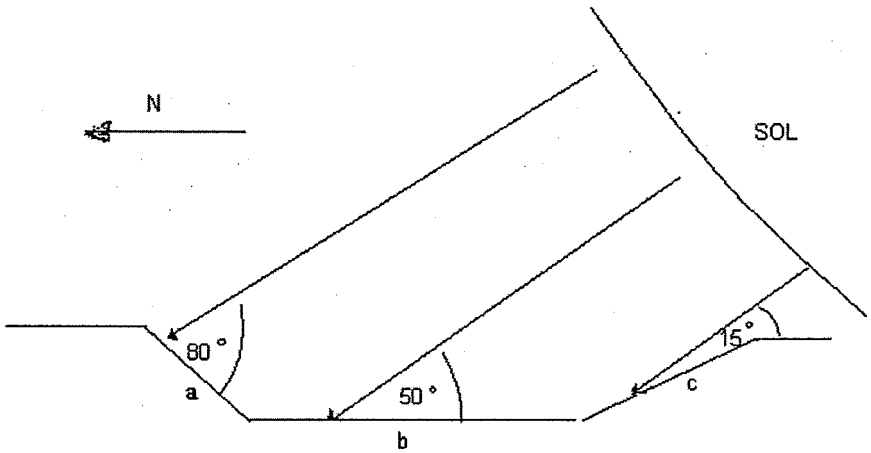


Figura 6.2 - Ângulos de incidência do sol com o solo para diferentes exposições de solo

Cor do solo: Solos escuros absorvem mais energia que os claros; os vermelhos e amarelos exibem mais rápida elevação de temperatura que os brancos. O efeito da cor do solo é insignificante, quando comparado com o efeito do conteúdo de água do solo ou outros fatores.

Natureza da superfície do solo: A presença ou ausência de cobertura vegetal como a natureza desta é de grande importância. Solos desnudos estão sujeitos a variações mais rápidas de temperatura que aqueles com cobertura vegetativa, ou de restolhos, para proteção. A penetração da friagem durante o inverno é muito mais intensa nas terras desnudas e, quando comparado com um solo nu um solo coberto, é mais quente durante o inverno e durante a noite e mais frio durante o verão e durante o dia. As variações da temperatura do solo são reduzidas abaixo da cobertura, em que uma das principais razões é a presença de uma camada de ar relativamente estagnada, que atua como

Temperatura do Solo

ótimo isolante. Folhas soltas, palha e neve solta, são ótimas coberturas e após envelhecimento e consolidação das coberturas, sua eficiência vai diminuindo.

Atividade biológica do solo: A atividade biológica do solo produz calor e, quanto maior ela for, mais aumenta a temperatura do solo. Solos com alto conteúdo de matéria orgânica, nutrientes minerais, ar e água, podem ter temperatura vários graus acima daqueles biologicamente inativos.

Concentração de sais no solo: A concentração de sais solúveis no solo também afeta indiretamente a temperatura do solo, uma vez que influencia no processo de evapotranspiração da água do solo.

Umidade do solo: O conteúdo de água do solo é extremamente importante como regulador da temperatura do solo. Pelo seu alto calor específico a água é o maior “buffer” existente na natureza.

b) Radiação solar difusa: O fluxo de radiação que chega à superfície da Terra, depois de interagir com os constituintes da atmosfera e aerossóis e voltar à atmosfera recebe o nome de radiação difusa. A radiação difusa é bastante difícil de se estimar com exatidão, pois envolve complexas teorias sobre espalhamento e também condições especiais sobre a composição atmosférica dos aerossóis, além de ter uma variação diurna, sazonal e latitudinalmente; entretanto, em latitudes médias ela constitui de 30 a 40% da radiação solar incidente.

c) Condução de calor desde a atmosfera: Se o ar acima do solo está quente, conseqüentemente irá aquecer à superfície do solo.

6.1.2 - Fatores Internos

Chamados também fatores de solo, são aqueles que podem ser controlados pelo homem, principalmente através do manejo do solo.

a) Calor específico e capacidade térmica: O calor específico (c) de qualquer substância é definido como o número de calorias necessárias para

Solos Agrícolas

e elevar a temperatura de 1g desta substância em 1 °C. O calor específico da água é 1,00 cal/g e o calor específico de um material seco é de aproximadamente 0,20 cal/g. Para se comparar o calor específico de solos secos e úmidos, é preferível usar-se o conceito de capacidade térmica, que é o calor específico expresso em unidades de volume sendo, assim, suas unidades em cal/cm³.

Assim:

$$C_v = c \times \rho$$

Para um solo mineral úmido, a capacidade térmica será:

$$C_v = \rho_g (c_{\text{solo}} + \theta m c_{\text{água}})$$

sendo:

ρ_g - densidade global do solo (g/cm³)

c_{solo} - calor específico do solo (cal/g °C)

θm - umidade do solo em volume

$c_{\text{água}}$ - calor específico da água (cal/g °C)

Colocando-se valores numéricos:

$$C_v = \rho_g (0,2 + \theta m \times 1) \quad \text{cal/cm}^3$$

A quantidade necessária de calor Q_q para mudar a temperatura de determinado volume de solo V , de uma temperatura T_1 a uma temperatura T_2 , é:

$$Q_q = C_v V (T_2 - T_1) = C_v V \Delta T$$

Exercício

Um volume de solo tem uma umidade volumétrica de 0,23 e densidade global de 1,2 g/cm³. Calcular a quantidade de calor que se deve adicionar para aumentar a temperatura do solo de 18 a 20 °C, a uma profundidade de 100cm.

$$Q_q = C_v V (T_2 - T_1)$$

Temperatura do Solo

Considerando-se que $c_{\text{solo}} = 0,2 \text{ cal/g}$

$$Qq = ((1,2 \text{ g/cm}^3 (0,2 \text{ cal/g } ^\circ\text{C} + 0,23 \times 1 \text{ cal/g } ^\circ\text{C})) (100\text{cm} \times 1\text{cm} \times 1\text{cm}) (20 ^\circ\text{C} - 18 ^\circ\text{C}))$$

$$Qq = (0,24 \text{ cal/cm}^3 ^\circ\text{C} + 0,23 \text{ cal/cm}^3 ^\circ\text{C}) 100 \text{ cm}^3 \times 2 ^\circ\text{C}$$

$$Qq = 0,47 \text{ cal/ cm}^3 ^\circ\text{C} \times 100 \text{ cm}^3 \times 2 ^\circ\text{C}$$

$$Qq = 94 \text{ calorias}$$

De todos os constituintes do solo, a água, é o elemento de maior calor específico ($1 \text{ cal/g } ^\circ\text{C}$); o quartzo apresenta o menor e o húmus segue à água em grandeza; os aluminossilicatos têm calor específico um pouco maior que o quartzo; assim, água > húmus > aluminossilicatos > quartzo. As proporções em que esses constituintes se encontram no solo, determinarão seu calor específico.

- Quanto maior o calor específico do solo, mais calor se precisará para produzir mudanças na temperatura do solo e, assim, o solo estará melhor protegido contra bruscas mudanças de temperatura.

- No estado seco, os solos orgânicos têm calor específico mais baixo que os minerais, devido à baixa densidade do primeiro.

- No campo, os solos orgânicos e de textura fina, devido à sua alta capacidade de retenção de água, ordinariamente têm maior calor específico que os solos grossos.

- Um solo com elevado calor específico revelará variações mais lentas de temperatura que um outro com reduzido calor específico.

b) Condutividade térmica (K): É a quantidade de calor que flui por unidade de tempo e por unidade de área de uma placa de espessura unitária, quando é mantida a uma diferença de temperatura (gradiente de temperatura) unitária entre as duas fases opostas da dita superfície, ou é a razão da quantidade de fluxo de calor por unidade de área por unidade de tempo (densidade de fluxo) para um gradiente de temperatura, isto é, esta é uma medida de quanto

Solos Agrícolas

calor será conduzido através do solo sobre condições padrões.

$$\Delta Q/\Delta t = - K A \Delta T / \Delta Z$$

$$K = \Delta Q/\Delta t \cdot 1/A \cdot \Delta T/\Delta Z$$

$$K = [\text{Cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{°C}^{-1}]$$

A condutividade térmica para os materiais sólidos que constituem o solo é ao redor de $0,005 \text{ cal cm}^{-1} \text{°C}$. Para a água é 4 vezes menor e, para o ar, 100 vezes menor que os constituintes sólidos, razão pela qual os solos frouxos com grande quantidade de ar, possuem baixa condutividade térmica. A medida em que o contato entre as partículas de solo aumenta, como no caso dos solos arenosos, K também aumenta marcadamente. K aumenta com o conteúdo de água do solo, pelo fato de que, quando isto acontece, diminui o conteúdo de ar do solo, que é mau condutor. Felizmente, a medida em que aumenta a condutividade térmica, aumenta também o calor específico do solo evitando, assim, drásticas mudanças na temperatura do solo, o que poderia ser prejudicial às plantas.

A condutividade térmica é função da textura e da estrutura do solo. Em ordem descendente de condutividade térmica K, tem-se: areia > silte > argila > solos orgânicos. O solo, tem em sua estrutura natural, condutividade térmica maior que quando deformado. K aumenta com a densidade global do solo.

c) Difusividade térmica (k): É o quociente da condutividade térmica (K) pelo calor específico (c); também, é um índice que mostra a facilidade com a qual o solo sofre uma mudança de temperatura. É expressa da seguinte maneira:

$$k = K/c \quad [\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}]$$

6.2 - VARIAÇÃO DA TEMPERATURA DO SOLO

A temperatura do solo é continuamente alterada e os principais fatores que influenciam nesta variação estão relacionados ao ciclo de radiação solar, que produz flutuações diárias e estacionais.

6.2.1 - Variação Diária

A variação da temperatura do solo é apresentada para quatro profundidades de um solo bem drenado, na Figura 6.3. O solo é aquecido na superfície pela energia solar e a máxima radiação é observada aproximadamente ao meio dia solar e, assim, a máxima temperatura na superfície do solo é obtida imediatamente após o meio dia. Para a profundidade de 5cm a máxima temperatura é observada aproximadamente às 15 horas; por outro lado, visto que um gradiente de temperatura deve desenvolver-se antes do calor começar a fluir para profundidades mais baixas, existe um retardamento no tempo antes que a temperatura máxima ocorra em profundidade mais baixas. A 10 cm a máxima ocorre cerca das 17 horas e, para 20 cm, isto não ocorre até as 20 horas, aproximadamente 8 horas mais tarde que na superfície.

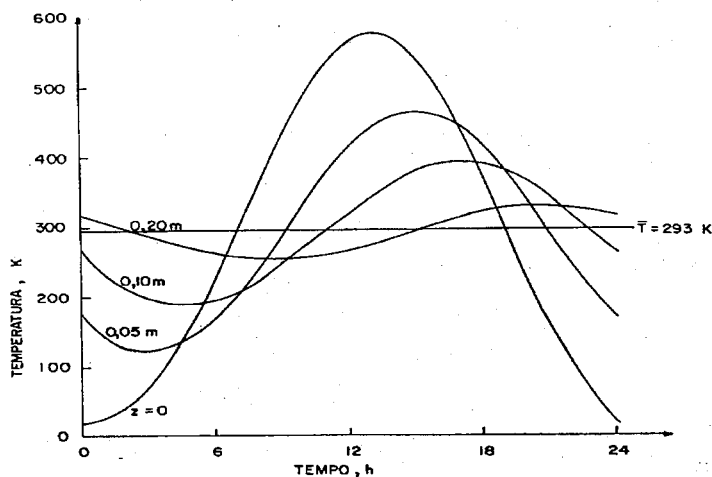


Figura 6.3.- Variação diurna da temperatura do solo

6.2.2 - Variação Anual

A temperatura mensal média para três profundidades é ilustrada na Figura 6.4, a qual mostra um ciclo anual na temperatura do solo causado pela variação anual na entrada de radiação solar. Embora a energia solar atinja o máximo ao redor do dia 21 de junho, a máxima temperatura a 10cm atrasa-se até cerca de 1,5 mês e, a 100cm, a demora é de 2 meses; a amplitude do ciclo de temperatura anual é menor quanto maior a profundidade.

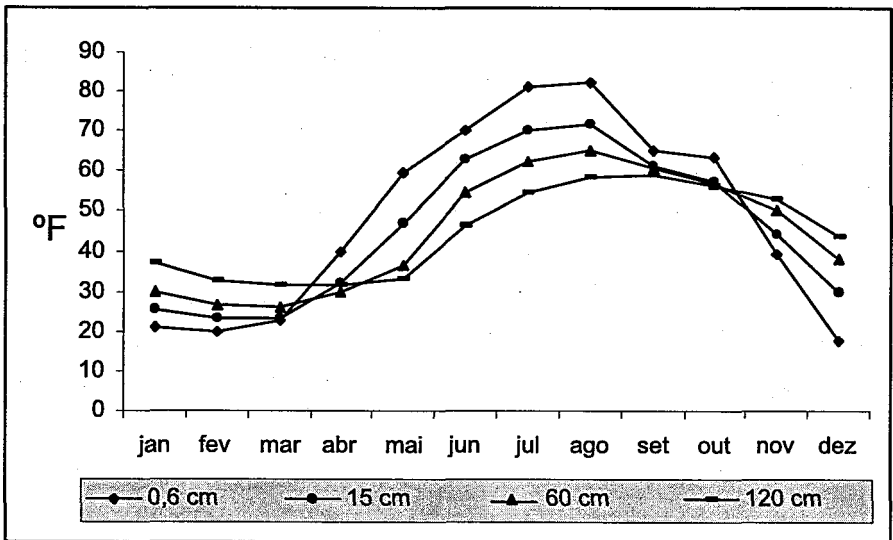


Figura 6.4- Variação anual da temperatura do solo no Hemisfério Norte

- O gráfico mostra as temperaturas, sazonais médias, em relação à profundidade do solo.
- Fica evidente que são consideráveis as variações sazonais de temperatura do solo, mesmo a grandes profundidades
- As camadas de superfície são submetidas a maiores ou menores variações, de acordo com a temperatura do ar e apresentam, portanto, maior flutuação que o subsolo
- O subsolo é mais quente no outono e no inverno
- No subsolo a temperatura mais fria ocorre na primavera e no verão, devido à sua posição protegida e ao atraso da condutibilidade

6.3 - MEDIÇÃO DA TEMPERATURA DO SOLO

Os instrumentos mais utilizados para se medir a temperatura do solo, incluem:

6.3.1 - Termômetro de resistência elétrica

Os termosensores de resistência elétrica fundamentam-se na variação da resistência das matérias com a temperatura. De modo geral, o sensor é constituído por um pequeno resistor, confeccionado com fio muito fino de platina, níquel, cobre etc.

A variação da resposta elétrica do sensor a uma mudança da temperatura ambiente é analisada por um circuito eletrônico cujos resultados podem ser lidos num digital ou registrados em papel.

6.3.2 - Termômetro de termopar (sondas térmicas)

Os termopares são junções duplas de fios de dois metais diferentes. Estas produzem uma força eletromotiva proporcional à diferença das temperaturas a que está submetida cada uma das junções do par. Uma das junções é mantida a uma temperatura constante, que serve como referência; a outra é posta em contato com o meio cuja temperatura se deseja conhecer. Normalmente são empregadas junções de cobre-constatam (liga de cobre e níquel) as quais asseguram uma força eletromotiva de aproximadamente $40\mu\text{V}/^\circ\text{C}$.

Os termopares têm a grande vantagem de possibilitar a confecção de sensores muito pequenos, permitindo determinações pontuais de temperatura com precisão de $0,1^\circ\text{C}$ ou maior.

6.3.3 - Termômetro de mercúrio (geotermômetros)

Os termômetros mercúrio, ou geotermômetros, destinam-se a indicar a temperatura reinante no solo, a determinadas profundidades. Os geotermômetros de 100cm e, às vezes, também os de 50cm, têm hastes retas e são montados em tubos plásticos especiais os quais, por sua vez, são capazes de deslizar em cilindros igualmente plásticos, que permanecem enterrados no solo à guisa de tubos-guia. Este dispositivo permite colocar o respectivo geotermômetro, na profundidade desejada, por o, casião das

Solos Agrícolas

observações, e retirá-lo em seguida.

Para menores profundidades, os geotermômetros têm a haste bastante longa e flexionada, ficando uma permanentemente enterrada e a outra apoiada em suporte especial. Na porção da haste que emerge do solo está a escala, permitindo que as observações sejam feitas sem se deslocar o instrumento de sua posição.

As medidas de temperatura abaixo da superfície do solo não são tão imprecisas como aquelas acima da superfície, porque as variações rápidas são contrabalançadas pela grande capacidade térmica do solo; portanto, considera-se suficiente, para a maioria dos propósitos agrícolas, medir-se unicamente as temperaturas máximas e mínimas, especialmente a grandes profundidades, que não sofrem tanta variação do ar atmosférico sobre a superfície do solo.

6.4 - CONTROLE DA TEMPERATURA DO SOLO

Os dois meios mais importantes para se modificar a temperatura do solo, são:

- regular o recebimento ou a perda de energia solar
- alterar as propriedades térmicas da superfície do solo, para se conseguir uma maneira diferente de consumo de energia.

Existem três formas para se regular o recebimento de energia:

a) o uso de coberturas ou “mulches”, que consiste em se colocar uma camada de material isolante sobre a superfície do solo, tal como palha, vidro, matéria orgânica, restos de cultura, polietileno e outros;

b) pela geração de uma cortina de fumaça ou neblina;

c) uso de ventiladores, abrigos e/ou quebra -ventos

As propriedades térmicas da superfície do solo podem ser modificadas da seguinte forma:

a) irrigar, aumentando desta forma o calor específico do solo evitando-se,

Temperatura do Solo

assim, bruscas mudanças da temperatura do solo;

b) mudando-se a condutividade térmica do solo através de irrigação ou compactação;

c) alterando-se a capacidade térmica do solo, pela adição ou drenagem de água;

d) variando-se a razão de evaporação, removendo-se as ervas daninhas, regulando-se a umidade do solo, usando-se abrigos, telas, areia etc., sobre a superfície do solo;

e) mudando a textura e/ou a cor do solo

6.5 - FLUXO DE CALOR NO SOLO

Como acontece com o movimento da água e dos gases no solo, o fluxo de calor no solo, F_z , produzido por um gradiente de temperatura, pode ser representado pela seguinte equação, conhecida como lei de Fourier:

$$F_z = Q/A t = - Kz dT/dz$$

onde: Q é o calor conduzido; A é a área unitária; t é o tempo; K é a condutividade térmica do solo; dT/dz é o gradiente de temperatura

No sistema CGS, a condutividade térmica K tem as dimensões de cal/cm s °C.

Exercício 1

A temperatura da superfície do solo é de 20°C e a 5cm de 25 °C. Se a condutividade térmica do solo é 4×10^{-3} cal/cm.seg.°C, calcular a quantidade de calor que fluirá em um dia, assumindo que as temperaturas no solo se mantêm constantes:

Solos Agrícolas

$$Q/A t = - K dT/dz$$

$$Q = - K A t dT/dz$$

$$Q = - 4 \times 10^{-3} \text{ cal/cm seg. } ^\circ\text{C} \times 1 \text{ cm}^2 \times 1 \text{ dia} \times 86400 \text{ seg./dia} \times (20 - 25) ^\circ\text{C} / 0 - (-5) \text{ cm}$$

$$Q = - 4 \times 10^{-3} \times 86.400 \times -5/5$$

$$Q = 346 \text{ cal}$$

Exercício 2

Num determinado tempo entra numa camada de solo de 3cm um fluxo de calor (q_{entra}) de 25 cal/cm² h e sai desta (q_{sai}) 10 cal/cm² h. A densidade do solo é 1,25 g/cm³ e a umidade em volume é de 0,22. Calcular a variação da temperatura da camada de solo.

$$\partial T / \partial t = D \partial^2 T / \partial z^2$$

$$dT/dt = Kz \partial^2 T / Cv \partial z^2$$

$$dT/dt = Kz \partial^2 T / Cv \partial z^2$$

A solução desta equação requer a aplicação de métodos numéricos complexos. Uma solução aproximada pode ser obtida transformando-se as diferenciais parciais em simples diferenciais.

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{Cv} \frac{\Delta}{\Delta z} \left(Kz \frac{\Delta T}{\Delta z} \right)$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{Cv} \frac{\Delta q}{\Delta z}$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{Cv} \frac{q_{\text{entra}} - q_{\text{sai}}}{\Delta z}$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{(0,2 \text{ cal/g}^\circ\text{C} \cdot 1,25 \text{ g/cm}^3 + 1,0 \text{ cal/g}^\circ\text{C} \cdot 0,22)} \times \frac{25 - 10 \text{ (cal/cm}^2\text{h)}}{3 \text{ cm}}$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{0,47 \text{ cal/cm}^3} \times \frac{15 \text{ cal/cm}^2\text{h}}{3 \text{ cm}}$$

$$\Delta T / \Delta t = 10,64 \text{ (}^\circ\text{C/h)}$$

Adsorção e Troca Iônica

A maior parte das reações que ocorre nos solos acontece na interface sólido-solução. Os íons presentes na solução do solo podem ser retidos na superfície das partículas da fase sólida do solo sendo este mecanismo chamado de adsorção. O mecanismo contrário a esse, ou seja, a liberação desses íons retidos para a solução do solo, é chamado de dessorção.

A adsorção pode ser definida como o acúmulo de um determinado elemento ou substância na interface entre a superfície sólida e a solução do solo adjacente. Ela ocorre devido à existência de cargas elétricas nas superfícies das partículas sólidas, positivas e negativas, que atraem ânions e cátions, respectivamente.

O mecanismo de adsorção é importante porque regula a composição e a concentração da solução do solo e, conseqüentemente, a disponibilidade de nutrientes para as plantas e o risco de contaminação do lençol freático por elementos considerados poluentes. Quanto maior for o poder de adsorção do solo, menor é a perda dos elementos por lixiviação.

7.1 - ORIGEM DAS CARGAS ELÉTRICAS DOS COLÓIDES DO SOLO

O aparecimento de cargas elétricas nas partículas inorgânicas e orgânicas do solo ocorre devido aos processos de substituição isomórfica e ionização dos grupos funcionais de superfície. As cargas, assim formadas, são chamadas de cargas permanentes e cargas dependentes do pH (ou cargas variáveis), respectivamente. Quanto a sua natureza, as cargas podem ser negativas ou positivas.

A origem das cargas negativas permanentes, substituição isomórfica, foi comentada no item 3.1.1.2 do terceiro capítulo deste livro.

7.1.1 - Carga Dependente do pH

As cargas elétricas variáveis ou dependentes do pH, como o próprio nome diz, são cargas resultantes da variação do pH do solo, podendo ser negativas ou positivas. As cargas positivas são desenvolvidas, predominantemente, quando o pH do solo estiver abaixo de 5,0 e a predominância de cargas negativas ocorre em pH mais elevado que este. O total de cargas presentes em um solo é a soma de suas cargas negativas e positivas. A contribuição relativa das cargas permanentes e dependentes de pH depende da composição dos colóides do solo e do ambiente iônico no qual o solo foi formado. A maioria dos solos tem carga negativa devido às cargas negativas das argilas e da matéria orgânica, porém, alguns solos muito intemperizados, ricos em alofana e óxidos, podem ter em pH baixo, carga líquida positiva.

A origem das cargas dependentes do pH é a protonação (ganho de H^+) ou desprotonação (perda de H^+) dos grupos funcionais na superfície dos sólidos do solo. Os grupos funcionais incluem hidroxilas ($-OH$), radicais carboxílicos ($-COOH$), radicais fenólicos ($-C_6H_4OH$) e aminas ($-NH_2$). As cargas que se formam nestes grupos dependem do pH da solução, o qual regula o grau de protonação ou desprotonação dos grupos. Esses grupos geralmente são encontrados nas argilas, óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (incluindo alofana) e matéria orgânica.

Adsorção e Troca Iônica

Na Figura 7.1 é representado o aparecimento de cargas negativa e positiva nas bordas de uma caulinita, em função do pH. Como a desprotonação do grupo silanol (SiOH) ocorre somente em pH muito alto (9,5), a variação das cargas dependentes está associada, principalmente, ao grupo aluminol (AlOH) (pH 5,0).

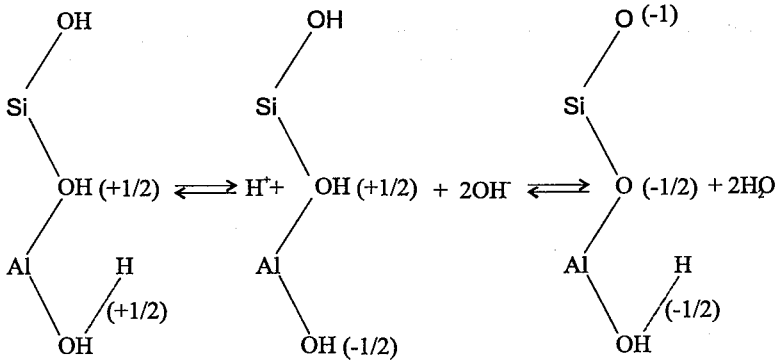


Figura 7.1- Representação da protonação e desprotonação na superfície da caulinita

Em solos muito intemperizados são encontrados os óxidos de ferro e alumínio, os quais podem apresentar quantidades consideráveis de cargas dependentes do pH já que eles não apresentam cargas permanentes. Assim, esses solos têm seus valores de capacidade de troca catiônica muito variável. A Figura 7.2 mostra de forma esquemática a desprotonação dos óxidos de ferro e alumínio.

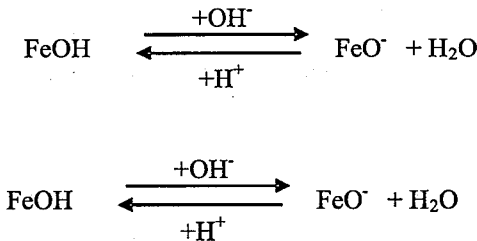


Figura 7.2- Representação gráfica da desprotonação de óxidos

As cargas que aparecem na matéria orgânica são totalmente dependentes do pH e ocorrem, principalmente, no grupo funcional carboxil, de

onde os íons H^+ são dissociados facilmente criando cargas negativas já em pH relativamente baixo (pH = 3,5) (Figura 7.3). Por isso, a matéria orgânica é a principal fonte de cargas negativas nos solos das regiões tropicais e subtropicais onde predominam minerais do tipo 1:1, como a caulinita, que apresenta pouca carga negativa. No outro grupo funcional da matéria orgânica, grupo fenol, a desprotonação ocorre geralmente acima do pH 7,0 o que faz com que sua contribuição no aparecimento de cargas negativas seja pequena.

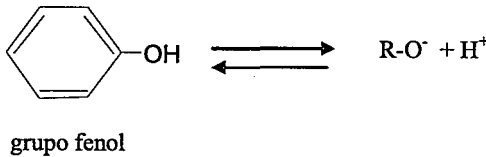
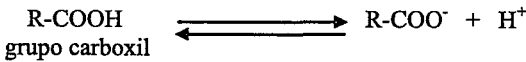


Figura 7.3- Representação esquemática da desprotonação do grupos funcionais da matéria orgânica

7.2 - ADSORÇÃO E TROCA CATIONICA

A adsorção de cátions pelas partículas sólidas do solo (colóides) ocorre devido à atração eletrostática entre os cátions e as cargas negativas das superfícies destas partículas. Os cátions não são atraídos com a mesma força pelos colóides. A força de atração entre eles e a superfície de um colóide depende da valência desses cátions e de seu grau de hidratação. Os cátions trivalentes são, em geral, retidos mais fortemente que os divalentes e estes, retidos mais fortemente que os monovalentes. Uma exceção é o íon " H^+ ", que apesar de ser monovalente, comporta-se como íon trivalente.

Adsorção e Troca Iônica

Em uma série de cátions com a mesma valência, aquele com menor raio têm uma maior densidade de carga por unidade de volume e, por isso, retém água de hidratação mais fortemente. Dessa maneira, ficam com um raio hidratado maior do que aquele de um íon de maior raio, desidratado. O grau de retenção de um cátion diminui na medida em que seu raio hidratado aumenta. Isso acontece porque cátions menores conseguem se aproximar mais das superfícies coloidais. Portanto, pode-se dizer que quanto maior o grau de hidratação (número de moléculas de água associadas ao cátion), maior o tamanho do cátion e menor a força com que ele é atraído.

A Tabela 7.1 mostra os valores do diâmetro e do grau de hidratação de alguns cátions. Os monovalentes em relação aos divalentes apresentam maior diâmetro e conseqüentemente, menor grau de hidratação. Comparando os cátions com mesma valência, aqueles que apresentam menor diâmetro são os que retêm mais água.

Tabela 7.1- Diâmetro e água de hidratação de cátions mono e divalentes

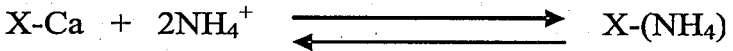
Íon	Diâmetro	Água de Hidratação	Íon	Diâmetro	Água de Hidratação
	Å	mol H ₂ O/íon		Å	mol H ₂ O/íon
Li	1,56	6	Mg	1,56	9 – 13
Na	1,96	4	Ca	2,12	8 – 10
K	2,66	2,5	Ba	2,86	6 – 8
NH ₄	2,86	-			

Considerando a valência e o grau de hidratação dos íons, a série liotrópica ou série de Hofmeister, ordena esses íons em uma seqüência conforme a facilidade com que eles são removidos das superfícies coloidais. Por exemplo: $\text{Li}^+ \approx \text{Na}^+ > \text{K}^+ \approx \text{NH}_4^+ > \text{Rb}^+ > \text{Cs}^+ \approx \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Sr}^{2+} \approx \text{Ba}^{2+} > \text{La}^{3+} \approx \text{“H”}(\text{Al}^{3+})$. A ordem contrária caracteriza a força de retenção de cada cátion, em uma superfície.

Os cátions adsorvidos podem ser trocados ou substituídos por outros cátions da solução do solo. Assim, na troca catiônica, os cátions adsorvidos passam para a solução do solo e os cátions da solução tornam-se adsorvidos.

A reação de troca catiônica é reversível (ocorre nos dois sentidos) e estequiométrica, ou seja, os cátions adsorvidos são trocados por uma

quantidade equivalente, em termos de carga, de outro cátion. Por exemplo, considerando a reação de troca abaixo, para preservar a estequiometria da reação, dois íons de amônia são necessários para trocar um simples íon de cálcio, onde X significa uma superfície trocadora:



7.2.1 - Fatores que Afetam a Troca Catiônica

Efeito da diluição: A concentração da solução do solo influencia na quantidade de cátions adsorvidos pelos colóides, sendo a variação de uma, diretamente proporcional a variação da outra. Para que não seja alterado o equilíbrio entre os cátions da solução (e) e os cátions adsorvidos (i), se a concentração de um cátion for alterada, a concentração do outro cátion deverá ser alterada da seguinte maneira: os divalentes na razão quadrática e os trivalentes na razão cúbica. Isto é explicado pela teoria de Donnan ou pela lei da raiz quadrada de Shofield que pode ser representada, considerando, por exemplo, uma solução de equilíbrio contendo K^+ e Ca^+ da seguinte maneira:

$$\frac{(\text{K}^+)_i}{\sqrt{(\text{Ca}^{2+})_i}} = \frac{(\text{K}^+)_e}{\sqrt{(\text{Ca}^{2+})_e}}$$

Neste caso, se a concentração de K^+ for duplicada, para manter o equilíbrio, a concentração do Ca^+ deverá ser aumentada quatro vezes, ou seja, 2^2 ; da mesma forma, se a concentração de K^+ for reduzida pela metade, a concentração de Ca^+ deverá ser reduzida de um quarto, ou seja, $(1/2)^2$. Com isto, a concentração do cálcio, na solução do solo, deverá ficar maior em relação a do potássio o que faz com que ocorra maior adsorção de cálcio em relação ao potássio, para manter o equilíbrio inicial.

Efeito do cátion complementar: A facilidade com que um cátion vai ser substituído por outro é proporcional à quantidade de outros cátions, mais fortemente retidos do que ele, presentes no complexo de troca. Por exemplo, na substituição do K pelo H, como está representado na Figura 7.4, o K será mais substituído por hidrogênio na presença de Ca, uma vez que ele é mais fortemente retido do que o Na.

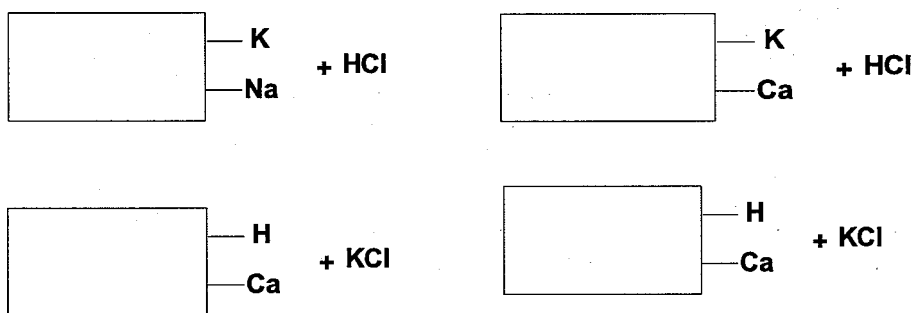


Figura 7.4- Substituição do K e do Na por H

Seletividade dos colóides: Seletividade é a preferência que um colóide pode mostrar por determinado cátion. A seletividade se deve as características particulares dos colóides, como por exemplo: a) origem das cargas - permanentes ou dependentes de pH; b) distribuição geométrica das cargas; c) fixação de NH_4 e K (ilita); d) expansibilidade das argilas. Assim, têm-se as seguintes seqüências de seletividade:

Ilita $\text{Al} > \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$
 Caulinita $\text{H} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Al} > \text{Na}$
 Montmorilonita $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{H} > \text{K} > \text{Na}$

7.2.2 - Capacidade de Troca Catiônica - CTC

Os cátions atraídos pelas cargas negativas dos colóides do solo são chamados cátions trocadores, estão retidos por forças eletrostáticas e podem ser deslocados reversivelmente por outros cátions da solução do solo.

A CTC refere-se à quantidade de cátions trocáveis em um solo por unidade de peso e varia com:

a composição mineralógica: nos argilominerais expansíveis, como as esmectitas, a área superficial específica é maior devido às superfícies internas entre as camadas. Decorrente disso, solos ricos nestes minerais, apresentam maior CTC do que aqueles onde predomina argilomineral não expansível, por exemplo a caulinita.

o teor de matéria orgânica: a matéria orgânica apresenta suas próprias cargas negativas, além disso, quando adsorvida à caulinita e ou aos óxidos de ferro, provoca uma diminuição das cargas positivas destes minerais, aumentando, desta forma, a CTC do solo.

o pH do meio: o pH do meio influencia na quantidade e proporção de cargas elétricas negativas e positivas dos colóides do solo. O aumento do pH resulta em um aumento das cargas negativas e, ao contrário, a diminuição do pH leva ao aparecimento de cargas positiva. Com isso a CTC está sob a influência do pH do solo.

a adsorção específica de ânions: a adsorção específica de ânions, como por exemplo, ânion fosfato, resulta no aparecimento de carga negativa sobre o colóide onde o ânion está sendo adsorvido e, conseqüentemente, aumento da CTC do solo.

Como a CTC varia com o pH da solução do solo, sua medida é padronizada em relação ao pH, sendo feito à pH 7,0. Neste caso, a CTC do solo é chamada **CTC potencial** e pode ser representada por CTC, CTC à pH 7,0 ou T. Quando a CTC é determinada no pH original do solo, tem-se a **CTC efetiva**, representada por CTCe. A diferença entre elas corresponde à quantidade de cargas negativas surgidas com a mudança de pH.

Os principais cátions trocáveis de interesse agrícola nos solos são Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Al^{3+} e H^+ , sendo os cátions Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , denominados de **bases trocáveis** e a soma de suas quantidades é a **soma de bases do solo**, representada pelo valor **S**.

O íon H^+ pode ser produzido pela hidrólise da água pelo Al^{3+} . Isto é mais comum de ocorrer em solos com valores de pH abaixo de 5,5. Assim, nestes solos, a concentração de hidrogênio é função tanto do H^+ como do Al^{3+} trocáveis, enquanto que em solos com valores de pH acima de 5,5 a concentração de hidrogênio na solução do solo é função somente do H^+

Adsorção e Troca Iônica

trocável. Por causa disso, os cátions H^+ e Al^{3+} são chamados de *cátions ácidos* ou *acidez trocável*. Assim, tem-se:

$$S = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+$$

$$CTC = S + Al^{3+} + H^+$$

A razão entre o valor de S e a CTC do solo, expressa em porcentagem, representa a porcentagem de saturação de bases (V%), e pode ser assim representada:

$$V\% = \frac{S}{CTC} \times 100$$

onde a soma de bases (S) e a CTC são expressas em cmol de carga positiva por quilograma de argila ou solo ($cmolc\ kg^{-1}$).

A concentração de qualquer cátion na solução do solo, que não seja controlada pela solubilidade de algum mineral do solo, será função da porcentagem da CTC ocupada por aquele cátion. Por exemplo, a concentração de K^+ na solução do solo e sua disponibilidade para as plantas é função da porcentagem da CTC que é ocupada pelos íons K^+ , ou seja, da porcentagem de saturação de potássio. Normalmente, em boletins de análise de solos ácidos, encontra-se a porcentagem de saturação de alumínio, já que este cátion, nestes solos, pode ocupar grande parte da CTC, sendo prejudicial às plantas.

A análise dos valores de S, CTC e V% de um solo é importante para a caracterização deste solo quanto à fertilidade e para o emprego de fertilizantes e corretivos. Por exemplo:

- Baixo valor de S: solo pobre em nutrientes básicos, precisa ser adubado;
- Baixo valor de CTC: solo sujeito à excessiva perda de nutrientes por lixiviação, e neste caso os adubos e corretivos não devem ser aplicados de uma só vez;
- Baixo V%: excesso de H e Al trocáveis e poucas bases trocáveis na superfície dos colóides; provavelmente solo com pH baixo, necessitando de correção.

7.3 - ADSORÇÃO E TROCA ANIÔNICA

7.3.1 - Adsorção não Específica de Ânions

A adsorção de ânions pelas partículas sólidas do solo quando ocorre devido à atração eletrostática entre os ânions e as cargas positivas das superfícies destas partículas, é chamada de **adsorção não específica**.

As superfícies dos óxidos de ferro e alumínio, que normalmente ocorrem em solos muito intemperizados, são anfóteras, isto é, estas superfícies podem apresentar cargas negativas, positivas ou serem neutras, dependendo do pH do solo. Por exemplo, a hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) é eletricamente neutra em pH em torno de 7,0; em valores de pH acima de 7,0, ocorre a dissociação do hidrogênio do grupo FeOH aparecendo carga negativa na sua superfície; em valores de pH abaixo de 7,0, o grupo FeOH reage com os íons hidrogênio da solução do solo aparecendo, daí, carga positiva na sua superfície (Figura 7.5).

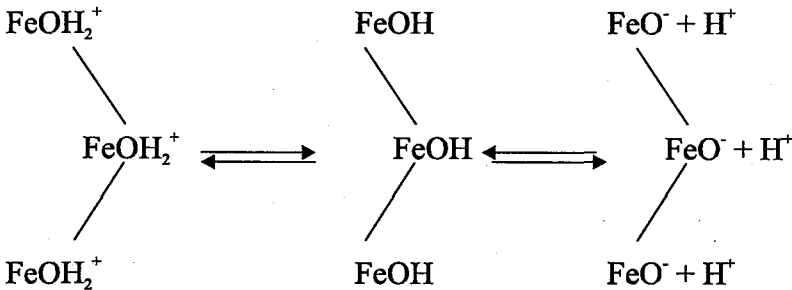


Figura 7.5- Representação esquemática do aparecimento de cargas positivas e negativas sobre a superfície do grupo FeOH da hematita

As cargas positivas atraem os ânions, que ficam adsorvidos na superfície das partículas sólidas do solo, e repelem os cátions, que ficam na solução do solo. Os ânions adsorvidos podem ser trocados por ânions da solução do solo caracterizando, assim, a troca aniônica (Figura 7.6).

Adsorção e Troca Iônica

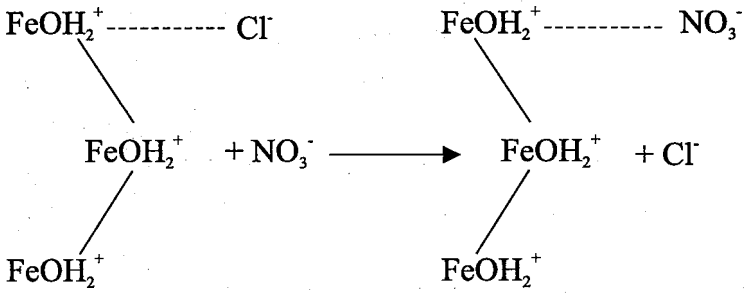
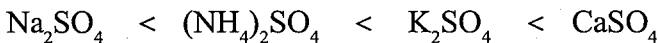


Figura 7.6- Representação esquemática da adsorção e troca aniônica sobre a superfície do grupo FeOH da hematita

A reação do solo, valência dos ânions e cátion associado ao ânion são alguns fatores que influenciam na adsorção não específica dos ânions. A capacidade dos solos para adsorver ânions aumenta com o aumento da acidez e é muito maior em solos cauliníticos, os quais têm grande quantidade de cargas dependentes do pH. Estando o pH acima de 7,0, a adsorção de ânions é insignificante, visto a pequena quantidade, se não ausência, das cargas positivas. Em todas as situações, com base na força de atração eletrostática, os íons de maior valência são adsorvidos preferencialmente aos de menor valência. Por exemplo, o íon divalente SO_4^{2-} é adsorvido em maior quantidade do que o íon Cl^- estando de acordo com a seqüência de adsorção abaixo:



No caso do cátion associado ao ânion, sabe-se que quanto maior for a valência do cátion associado, maior será a força de retenção do ânion, uma vez que, o cátion de maior valência poderá neutralizar um número maior de cargas negativas, diminuindo assim, a repulsão do ânion pela superfície adsorvente. A seqüência abaixo está relacionada à força com que um cátion neutraliza as cargas negativas superficiais, diminuindo sua força de repulsão:



7.3.1.1. Capacidade de troca aniônica

A troca aniônica constitui na substituição de um ânion adsorvido na superfície das partículas sólidas do solo por outro ânion da solução do solo. A capacidade de troca aniônica (CTA) diz respeito à quantidade de ânions, como por exemplo, Cl^- , NO_3^- que poderiam estar adsorvidos na superfície das partículas sólidas do solo carregadas positivamente. No entanto, sua determinação em solos com cargas variáveis é de pouca utilidade, visto que, mesmo em solos ácidos, onde normalmente poderiam predominar as cargas positivas, isto não acontece porque à medida que a acidez é neutralizada, o pH aumenta e, conseqüentemente, aparecem as cargas negativas.

7.3.2 - Adsorção Específica de Ânions

As cargas elétricas da superfície dos óxidos de ferro e alumínio podem interagir, especificamente, com vários ânions. Isto confere ao solo, rico nestes óxidos, uma capacidade de adsorção de ânions muito maior do que aquela necessária para neutralizar as cargas positivas da superfície. De fato, o óxido de ferro e outros óxidos podem “retirar” fosfatos, molibdatos e outros ânions semelhantes, das soluções com grande eficiência. A teoria para explicar esse fato é chamada de “adsorção específica de ânions”. Essa adsorção pode ocorrer sobre superfícies com carga líquida negativa, positiva ou neutra, contrário ao que acontece com a adsorção não específica, a qual ocorre somente quando a carga líquida da superfície for positiva.

Os íons oxigênio sobre a superfície dos óxidos podem ser trocados por ânions como, por exemplo, fosfatos, os quais se ligam aos íons Al^{3+} ou Fe^{3+} , passando a fazer parte do cristal (Figura 7.7).

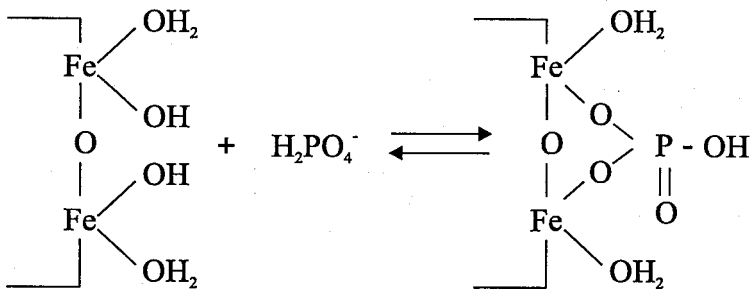


Figura 7.7- Representação esquemática da adsorção específica do íon fosfato

Reação do Solo

O termo “reação do solo” é usado para indicar as reações ácido-base que ocorrem nos solos (TISDALE & NELSON, 1975; BRADY, 1974), ou seja, ele expressa em que condições o solo se encontra em termos de acidez ou alcalinidade. Vários processos do solo, físicos, químicos e biológicos, são influenciados pela reação do solo, como por exemplo, a taxa de intemperismo dos minerais, a formação de minerais de argila, reações químicas e bioquímicas que ocorrem no solo, a taxa de decomposição de matéria orgânica, a solubilidade e disponibilidade dos nutrientes das plantas e outros.

A reação do solo deve ser o primeiro fator a ser conhecido antes de qualquer cultivo. Isso porque, caso ela não seja favorável, devem ser tomadas medidas corretivas com antecedência aos cultivos e até ao preparo do solo.

Apesar da acidez excessiva ser a condição desfavorável de reação do solo mais comum no Brasil, uma grande parte dos solos da região semi-árida, apresenta como condição desfavorável de reação do solo, a alcalinidade.

8.1 - REAÇÃO ÁCIDA

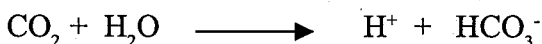
8.1.1 - Origem da Acidez do Solo

O processo de acidificação do solo consiste na remoção das bases cálcio, magnésio, potássio e sódio dos solos pela água de percolação. Essas bases, provenientes da solubilização das rochas, por serem mais fracamente retidas nos sítios de troca das argilas e da matéria orgânica, devido as suas valências (mono e divalentes) e por formarem compostos mais solúveis durante o processo de formação dos solos, podem ser facilmente percoladas no perfil do solo. Enquanto isso, o alumínio e o ferro, por serem mais fortemente retidos nos sítios de troca por apresentarem maior valência que as referidas bases e devido as suas propriedades de formar compostos de muito baixa solubilidade nos solos, acabam se concentrando nos mesmos.

A solubilização das rochas, as reações bioquímicas dos microrganismos que se desenvolvem sobre as rochas e as reações de hidrólise, por liberarem íons H^+ para o meio, também contribuem para a acidificação dos solos. Além disso, outros fatores influenciam na acidificação, como por exemplo:

a) a absorção de cátions pelas raízes das plantas, as quais liberam na rizosfera quantidades equivalentes de íons hidrogênio para manter a eletroneutralidade;

b) o processo de mineralização da matéria orgânica pelos microrganismos, durante o qual há liberação de ânions NO_3^- , SO_4^{2-} e Cl^- . Esses ânions quando são percolados no perfil do solo arrastam cátions acompanhantes (Na, K, Ca, Mg) para manter a eletroneutralidade da solução do solo, permanecendo nas camadas mais superficiais do solo os íons H^+ . Durante a mineralização há também produção de ácidos e liberação de gás carbônico, o qual se dissocia segundo a reação:



Essa reação além de liberar o íon H^+ , libera também o íon bicarbonato, que arrastará bases em profundidade.

Reação do Solo

c) a aplicação ao solo de fertilizantes acidificantes, como o nitrato e sulfato de amônio: as transformações desses fertilizantes no solo podem acidificá-lo. Por exemplo, a nitrificação do amônio, esquematizada abaixo, que consiste na oxidação do nitrogênio a partir do amônio até nitrato, com a liberação de dois cátions de H^+ . Estes podem ser adsorvidos no solo com a liberação de um cátion correspondente, o qual, juntamente com o NO_3^- , pode ser lixiviado. Além disso, quando o cátion NH_4^+ é absorvido pelas plantas, há excreção de íons H^+ pelas raízes das mesmas para manter a eletroneutralidade.



8.1.2 - Componentes da Acidez do Solo

Os componentes da acidez do solo são “acidez ativa” (na fase líquida) e “acidez potencial” (na fase sólida). A acidez ativa corresponde aos íons hidrogênio presentes na solução do solo e a acidez potencial corresponde aos íons hidrogênio e o alumínio que permanecem na forma não dissociada na fase sólida. Parte desta acidez é representada pelo íon alumínio, o qual está ligado à fase sólida através de força eletrostática, portanto é trocável, e é chamada de “acidez trocável”. A outra parte da acidez potencial é constituída pelos íons hidrogênio que estão ligados à fase sólida através de ligações covalentes, e, portanto, não podem ser trocados, e recebe o nome de “acidez não trocável”.

Os íons hidrogênio da solução do solo encontram-se em equilíbrio com aqueles ligados às partículas do solo. Assim, quando se adiciona OH^- , neutralizando H^+ da solução do solo, imediatamente a fase sólida libera H^+ repondo-o na solução de forma a manter um certo equilíbrio; fica, então, caracterizada uma resistência à mudança de pH ou poder tampão.

8.1.3 - Avaliação da Acidez do Solo

A acidez total do solo é avaliada determinando-se a acidez potencial e a acidez ativa. A acidez potencial pode ser determinada de diversas maneiras e utilizando-se diferentes soluções extratoras. Porém, para a avaliação da fertilidade do solo, normalmente, o H^+ + Al são extraídos com solução de

acetato de cálcio 1N a pH 7,0, e o Al trocável é extraído do solo com solução de cloreto de potássio, KCl 1N.

A acidez ativa é avaliada medindo-se o pH do solo, ou seja, determinando-se a atividade iônica de H em uma suspensão de solo e água.

O pH é definido como sendo o logaritmo do inverso da atividade hidrogeniônica conforme expressão:

$$pH = \log \frac{1}{A_{H^+}} = -\log A_{H^+}$$

Entretanto, por ser mais conveniente usar a concentração do íon H^+ ao invés de sua atividade, tem-se então, a seguinte expressão:

$$pH = \log \frac{1}{(H^+)} = -\log(H^+)$$

onde, $(H^+) =$ concentração do íon hidrogênio em moles/l.

Os valores de pH podem ser medidos em água, em KCl 1N ou 0,1N, ou em $CaCl_2$ 0,01M. Aqueles medidos em água geralmente apresentam uma maior variabilidade entre repetições. A adição de eletrólitos na forma de KCl ou $CaCl_2$, até certo ponto, estabiliza esta variabilidade. Isto porque os resultados não são influenciados pelas pequenas flutuações no conteúdo de eletrólitos no solo (GUIMARÃES et al, 1970). Em condições neutras o pH é 7,0; quando o solo apresenta reação ácida, devido o aumento da concentração de hidrogênio no meio, os valores de pH são menores que 7,0; e, quando o solo apresenta reação alcalina, devido o aumento da concentração de hidroxilas no meio, o pH é maior do que 7,0.

8.1.4 - Fatores que Afetam a Medida do pH

A medida do pH, segundo Fassbender (1980), é influenciada por vários fatores:

Efeito da diluição. Ao aumentar a relação solo: água observa-se uma tendência de aumento do pH. Isto é explicado pela tendência de aumentar

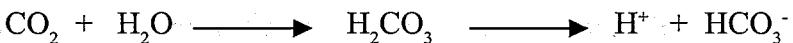
Reação do Solo

os íons divalentes, no complexo de troca, quando se aumenta o volume total da suspensão. Outra explicação para este fato é dada através da consideração de que a concentração dos íons hidrogênio e alumínio é maior junto às partículas coloidais do solo negativamente carregadas, estabelecendo-se um gradiente entre as partículas e a solução do solo. Logo, quanto mais concentrada for a suspensão, observar-se-á contato mais íntimo do eletrodo com as partículas coloidais, baixando o valor do pH. Se for adicionado mais água, a camada iônica tornar-se-á mais difusa, até que finalmente o eletrodo medirá o pH somente da fase líquida da solução.

Ex.: 100g solo/10ml de água	→	pH= 7,45
100g de solo/25ml de água	→	pH= 7,60
100g de solo/100ml de água	→	pH= 7,70
100g de solo/1000ml de água	→	pH= 8,15

Efeito dos sais solúveis. O pH da suspensão diminui ao aumentar a concentração de sais no solo. Isto pode ser explicado pela troca iônica efetuada pelos cátions dos sais com a acidez trocável, H^+ e Al^{3+} , liberando estes íons para a solução do solo (GUIMARÃES et al, 1970). Assim, o pH medido em KCl 1N é até 0,5 unidades menor que aquele medido em solução 0,1N. Da mesma forma, os valores de pH do solo determinados em KCl são entre 0,5 a 1,0 unidades menores que aqueles determinados em água. A mesma tendência se observa para valores medidos em água e $CaCl_2$, sendo a diferença de 0,1 a 0,2 unidades. O pH também irá diminuir tanto quanto mais elevada for a valência dos cátions presentes no solo devido a energia de adsorção maior desses cátions pelos colóides.

Efeito do CO_2 . Ao aumentar a pressão do CO_2 , diminui o pH do solo. Isto se explica pela produção de H^+ de acordo com a equação:



Variações Estacionais do Ano. Os valores de pH podem variar com a estação do ano. Esta variação é devido à mudança do regime de chuvas, o

qual está relacionado com os efeitos da diluição e às variações do conteúdo de sais e das atividades biológicas nos solos. Em época seca o pH diminui e no período chuvoso, aumenta.

Variações Locais. A variação do pH em áreas limitadas dos solos é consequência da atividade biológica e dos efeitos das reações químicas específicas. Por exemplo, devido à atividade microbiana, na rizosfera o pH é geralmente mais baixo que no resto do solo; na região de dissolução de uma partícula de fertilizante, o pH varia, significativamente, de acordo com o caráter básico ou ácido do fertilizante. Por exemplo, o pH na região de dissolução do fosfato monocálcico ($\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) o pH pode chegar a 1,48, enquanto que na região de dissolução do fosfato diamônico ($(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$) o pH chega a atingir 7,98.

8.1.5 - Efeitos da Reação do Solo sobre o Desenvolvimento das Plantas

A reação do solo exerce influência sobre as características químicas, físicas e biológicas do solo e, conseqüentemente, sobre o desenvolvimento das plantas, de forma direta ou indireta.

Em solos com pH baixo o desenvolvimento das plantas geralmente é prejudicado devido os níveis tóxicos de íons solúveis na solução do solo. No entanto, pode também ser prejudicado pelo desequilíbrio nutricional, uma vez que a concentração de determinados íons pode aumentar em condições ácidas e a de outros diminuir nas mesmas condições. A faixa de pH mais favorável para o desenvolvimento e produção das culturas, varia de 6,0 a 7,5, por isso, os solos que possuem pH abaixo ou acima desta faixa, devem ser corrigidos, para que as plantas não sofram as conseqüências da reação do solo.

8.1.5.1 - Efeito direto

Os íons H^+ têm efeito direto sobre a vida da planta, aparecendo em concentrações adequadas na faixa de pH, em água, de 6,0 a 6,5. Nos valores extremos de pH (3 e 9) as plantas, por não absorverem quantidades adequadas de nutrientes como N, P, K, Ca e Mg, devido o excesso ou a falta dos íons

Reação do Solo

H⁺ no meio, podem morrer ou apresentarem acentuada redução no crescimento.

8.1.5.2 - Efeitos indiretos

De várias maneiras esses efeitos se manifestam:

Efeito na Disponibilidade de Nutrientes. Embora os efeitos da reação do solo sobre a disponibilidade de nutrientes para as plantas sejam complexos, devido, principalmente as interrelações que ocorrem no solo, é possível se fazer algumas generalizações.

Os cátions cálcio (Ca²⁺), magnésio (Mg²⁺) e potássio (K⁺), normalmente são os que ocorrem em maior proporção no complexo de troca catiônica e a disponibilidade dos mesmos varia diretamente com o pH. Sob condições de elevada acidez, a concentração dos mesmos diminui rapidamente, provocando deficiência às plantas. Em solos, cuja acidez foi corrigida através da calagem, a disponibilidade de K⁺ pode aumentar ou diminuir sendo a diminuição devido à fixação do elemento nestes solos, provocada pela calagem. Desta mesma forma varia a disponibilidade dos elementos cobre, zinco e molibdênio. A disponibilidade do elemento boro varia de forma inversa ao pH, ou seja, ela diminui à medida que este aumenta.

Segundo Malavolta (1980), quando o pH está entre 6,0 e 6,5, a disponibilidade dos macro e micronutrientes para a planta ou é máxima ou não é limitante.

Com a diminuição do pH do solo, aumenta as cargas positivas do complexo de troca e, conseqüentemente, aumenta a adsorção dos ânions, por exemplo, sulfatos, boratos e fosfatos.

A forma de fosfato inorgânico predominante no solo também varia em função do pH, ou seja, os fosfatos de cálcio predominam nos solos em condições de neutralidade e alcalinidade, já os fosfatos de ferro e alumínio predominam em solos ácidos.

À medida que aumenta o pH do solo, aumenta também a concentração dos íons OH os quais podem deslocar para a solução do solo, por troca de ligantes, o fosfato, molibdênio e o enxofre que se encontram adsorvidos como complexos de esfera-interna nos óxidos de ferro e alumínio.

Efeito na Disponibilidade de Elementos Tóxicos. Sob condições de forte acidez, aumenta a proporção de alumínio (Al^{3+}) e manganês (Mn^{2+}), tanto no complexo de troca como na solução no solo, produzindo, muitas vezes toxidez às plantas. A forma monovalente do íon Mn^{2+} , sob condições de neutralidade e alcalinidade, se transforma em formas tri e tetravalente (Mn^{3+} e Mn^{4+}), e por elas não serem aproveitadas pelas plantas, estas podem apresentar sintomas de deficiência do elemento.

Efeito na Atividade de Microrganismos. A presença de determinada microfauna e microflora, da mesma forma que sua atividade, no solo, estão relacionados ao pH do mesmo.

O pH tem grande influência sobre a microflora e microfauna presente no solo e sua atividade. Em valores de pH menores que 5,5, a atividade das bactérias e actinomicetos é baixa; estes se desenvolvem melhor sob condições de neutralidade. Os fungos, por serem em geral mais adaptados, se desenvolvem numa faixa mais ampla de pH. Sabendo-se que as bactérias, actinomicetos e fungos são os responsáveis pelos processos biológicos do solo, conseqüentemente, estes são influenciados pelo pH. Por exemplo, a nitrificação e fixação de N ocorrem de uma forma melhor, sob condições neutras, uma vez que a participação das bactérias neste processo é decisiva. A mineralização da matéria orgânica também é influenciada pela reação do solo. A velocidade dos processos de amonificação e mineralização dos sulfatos e fosfatos é proporcional ao pH e estes processos ocorrem de uma forma melhor sob condições neutras. A proporção de sulfatos e fosfatos orgânicos no conteúdo total de enxofre e fósforo do solo diminui em valores altos de pH.

Efeito Sobre a Estabilidade dos Agregados. A estabilidade dos agregados do solo influencia de forma indireta o desenvolvimento das plantas, e da mesma forma ela é influenciada pelo pH, através da cobertura iônica do complexo de troca. Ao predominar cálcio no complexo de troca, normalmente ocorre floculação das argilas, no entanto, a aplicação de calcário em solo álico (rico em alumínio), provoca dispersão das mesmas; também ocorre uma intensa atividade biológica facilitando a formação de agregados. Se o pH do solo for

Reação do Solo

alto e predominar sódio e potássio no complexo de troca, pode ocorrer uma dispersão excessiva das argilas e, conseqüentemente, os agregados perdem sua estabilidade.

8.1.6 - Correção da Acidez do Solo

A acidez do solo é corrigida mediante aplicação no solo de substâncias que geram íons (oxidrila e bicarbonato) capazes de neutralizar os íons hidrogênio e que ainda forneçam cálcio e magnésio (ALCARDE, 1992). Calagem é o termo empregado, na agricultura, para designar a aplicação dessas substâncias.

De acordo com a legislação brasileira, os corretivos da acidez do solo são classificados em calcários, cal virgem agrícola, cal hidratada ou cal extinta, calcário calcinado e escória básica de siderurgia. No entanto, os calcários agrícolas, produtos obtidos pela moagem da rocha calcária, tendo como constituintes o carbonato de cálcio CaCO_3 e o carbonato de magnésio MgCO_3 , apesar de serem muito pouco solúveis ($< 1,0 \text{ g L}^{-1}$), são os mais utilizados na correção da acidez.

O gesso não corrige acidez do solo uma vez que sua reação não libera íons oxidrila ou carbonato. No entanto, a aplicação de gesso em solos ácidos contribui para diminuir a toxicidade do alumínio para as plantas, reduzindo a atividade do íon Al^{+3} na solução do solo pelo aumento da relação Ca:Al e/ou pela precipitação de compostos sólidos de alumínio pelo íon sulfato, como por exemplo a alunita $[\text{KAl}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2]$.

8.2 - REAÇÃO ALCALINA

Embora a salinidade (acúmulo de sais solúveis) e a alcalinidade dos solos sejam consideradas, de fato, problemas diferentes, que se originam de forma diferente e afetam o desenvolvimento das plantas também de forma diferente, a tendência é elas ocorrerem em condições climáticas semelhantes, sendo comum em regiões áridas e semi-áridas.

A salinidade e alcalinidade são diagnosticadas em laboratório. O conteúdo de sais solúveis é normalmente descrito em termos de condutividade elétrica (CE), determinada em extrato resultante da saturação do solo com

Solos Agrícolas

água. A resistência elétrica da solução do solo diminui com o aumento da concentração de sais nela dissolvidos e a condutância, ao contrário da resistência, aumenta. Por facilidade e rapidez, a concentração de sais é expressa em termos de condutividade a qual, geralmente, é expressa em dS m^{-1} , unidade que se assemelha a mmho cm^{-1} tradicionalmente usada na literatura mais antiga. A quantidade de sódio presente no complexo de troca catiônica dos solos é expressa em termos de porcentagem de sódio trocável (PST) que indica a saturação do referido complexo pelo íon sódio e é obtida pela seguinte relação:

$$\text{PST \%} = (\text{Na} / \text{CTC}) \times 100$$

A classificação dos solos quanto à salinidade e/ou alcalinidade leva em consideração os valores de pH, CE e PST (Tabela 8.1).

Tabela 8.1. Classificação dos solos afetados por sais

CLASSIFICAÇÃO	PARÂMETROS		
	CE (dS m^{-1})	PST (%)	pH
Solos normais	< 2	< 15	< 8
Solos salinos	> 2	< 15	< 8
Solos sódicos	< 2	> 15	> 8
Solos salinos-sódicos	> 2	> 15	< 8

Fonte: Bohm et al. (1985)

8.2.1 - Solos Salinos

Os solos afetados por sais se desenvolvem devido o acúmulo desses sais no perfil do solo, ou seja, devido o acúmulo desses sais. Esse acúmulo deve-se a) ao material de origem do solo; b) à ausência ou escassez de chuvas nas regiões de clima árido e semi-árido, onde não ocorrem precipitações suficientes para percolar os sais solúveis do solo que, conseqüentemente, acumulam; c) à alta evapotranspiração; d) à salinização pela água do mar; e) à ascensão do lençol freático; f) à água de irrigação, entre outros (BISSANI et al., 2004).

Reação do Solo

A susceptibilidade das plantas à salinidade depende da espécie e cultivar da planta e de sua idade, sendo que plantas jovens, geralmente, são mais afetadas pelos sais.

8.2.2 - Solos Sódicos

Nos solos sódicos o teor de sódio é alto, e a presença deste elemento em grande quantidade causa problemas químicos e físicos no solo além de prejudicar o desenvolvimento das plantas. As frações orgânicas e argila encontram-se dispersas nestes solos prejudicando a percolação da água, que neste caso é muito baixa.

8.2.3 - Solos Salinos-Sódicos

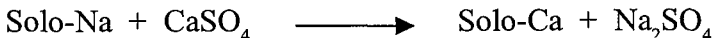
Solos salinos-sódicos são aqueles que contêm altas concentrações de sais solúveis e altos níveis de sódio trocável. A diferença entre este tipo de solo e o solo salino é que neste >15% da capacidade de troca catiônica (CTC) é ocupada por sódio. Tais solos geralmente limitam o crescimento das plantas pelos seus altos níveis de sais solúveis.

8.2.4 - Correção da Salinidade e Sodicidade

O manejo dos solos com problemas de sais envolve a adição de certos insumos ao solo, a lixiviação de sais da zona radicular e o controle da qualidade da água de irrigação.

Os solos salinos podem ser convertidos a solos normais simplesmente pela lavagem do excesso de sais da zona radicular das plantas, o que requer um bom sistema de drenagem.

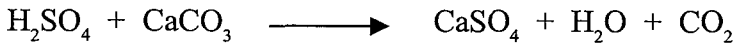
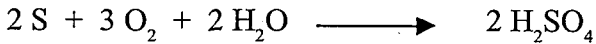
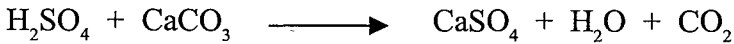
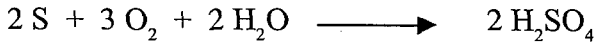
O sulfato de cálcio, “gesso”, é o material mais utilizado para reduzir o excesso de sódio dos solos sódicos e ele reage no solo da seguinte maneira:



ou seja, através de troca catiônica, o cálcio desloca o sódio para a solução do solo, onde se formará sulfato de sódio, o qual é lixiviado do perfil do solo.

Solos Agrícolas

Se no solo houver carbonato de cálcio livre, pode ser empregado enxofre elementar, que é oxidado a ácido sulfúrico, que reage com o carbonato de cálcio formando sulfato de cálcio, da seguinte maneira:



A partir dessa etapa, o sulfato de cálcio desloca o sódio do complexo de troca, conforme demonstrado acima.

Após a substituição do sódio pelo cálcio, no complexo de troca, os sais de sódio devem ser lixiviados, e para isso é necessário água de boa qualidade e que o solo apresente uma drenagem adequada (RAIJ, 1991).

Em relação aos solos salinos-sódicos, Bohn et al. (1985), relatam que o principal risco quando da lixiviação dos sais solúveis destes solos é que a lixiviação dos sais ocorre mais rapidamente do que a remoção do sódio trocável, o que irá causar uma conversão para solo sódico, podendo ocorrer uma redução na permeabilidade ou condutividade hidráulica do solo, com consequentes efeitos nas relações água-solo-planta.

Classificação de Solos

O solo é um corpo natural e, em consequência dos processos pedogênicos, apresenta grande variação, razão pela qual ele deve ser classificado. Os sistemas de classificação facilitam a organização dos conhecimentos, melhoram a compreensão das relações entre os indivíduos-solo e permitem a transferência de informações obtidas, a partir de um solo específico para solos semelhantes, em todo o mundo.

Além dos objetivos agronômicos, as classificações do solo podem atender a outras finalidades como urbanismo, hidrologia, engenharia de estradas, entre outras. Qualquer que seja a finalidade da classificação do solo, seu objetivo imediato é sempre servir de base para um mapeamento do solo.

Classificação é uma estrutura, ou ordenação de compartimentos conceitualmente definidos para conter grupos de indivíduos-solo semelhantes quanto a determinados critérios, em vários níveis de generalização. Neste sentido, classificação é sinônimo de sistema de classificação, podendo-se dizer: a Classificação Brasileira, a Classificação Americana, a Classificação Russa, a Classificação Francesa, e assim por diante (FREIRE, 1984).

A classificação natural ou taxonômica é aquela em que o propósito é, tanto quanto possível, o de revelar relações das propriedades mais importantes

da população sendo classificada sem referência a nenhum objetivo específico e aplicado. Neste tipo de classificação, praticamente todos os atributos da população são considerados e, aqueles que têm maior número de características co-variantes ou associadas são selecionadas para definir e separar as várias classes.

Em relação ao solo, a classificação taxonômica baseia-se em vários critérios que incluem, direta ou indiretamente, todas as propriedades do solo, o que determina que sejam multicategóricas. Essa classificação pode servir de base para levantamentos de solo que, no entanto, para poderem ser utilizados para finalidades práticas devem ser devidamente interpretados.

Existem outras classificações mais simples que são baseadas em, apenas, algumas propriedades do solo e que servem para um propósito específico, aplicado e prático. Essas classificações são denominadas classificações técnicas ou interpretativas. Cada objetivo, seja conservacionista, para fins de irrigação, para fins de estudo de água subterrânea ou de engenharia, necessita de uma classificação técnica específica.

9.1 - CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA- Sistema Brasileiro de Classificação de Solos

No Brasil, por muito tempo, usou-se a classificação de solos americana “Soil Taxonomy” no entanto, esta classificação apresentava alguns problemas para sua utilização além de que, sempre foi muito incipiente em relação à solos tropicais.

As modificações da “Soil Taxonomy”, na tentativa de adaptá-la as condições dos solos tropicais, se iniciaram na década de cinquenta, com os primeiros levantamentos pedológicos. A partir dessa época, ao longo do tempo, devido os levantamentos pedológicos que vinham sendo feitos em várias regiões do Brasil, surgiu a necessidade da existência de um ordenamento taxonômico de acordo com as nossas condições naturais que proporcionasse, mediante correlação geográfica, uma transparência efetiva de conhecimento das características dos solos, de suas relações com o meio ambiente, de suas experiências agrícolas em diferentes condições de manejo e utiliza-

ção, assim como de sua aptidão ou potencial para manter a vida.

Dáí por diante, foi surgindo o sistema brasileiro de classificação de solos, o qual consiste numa evolução do antigo sistema americano, ou seja, os conceitos centrais desse sistema formam a base da atual classificação brasileira transmutada (EMBRAPA, 1999), a qual se encontra na sua 4ª aproximação.

Nível categórico de um sistema de classificação de solos é um conjunto de classes definidas num mesmo nível de generalização ou abstração e incluindo todos os solos que satisfizerem a essa definição. Os níveis categóricos previstos para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos são seis: 1º nível categórico – ordens; 2º nível categórico – subordens; 3º nível categórico – grandes grupos; 4º nível categórico – subgrupos; 5º nível categórico – famílias; 6º nível categórico – séries. No primeiro nível categórico (ordem) têm-se as seguintes classes: ALISSOLO, ARGISSOLO, CAMBISSOLO, CHERNOSSOLO, ESPODOSSOLO, GLEISSOLO, LATOSSOLO, LUVISSOLO, NEOSSOLO, NITOSSOLO, PLANOSSOLO, PLINTOSSOLO, VERTISSOLO e ORGANOSSOLO.

A classificação de um solo, dentro de cada nível categórico, é feita considerando a ausência ou presença de diferentes atributos dos solos. Informações mais detalhadas sobre esses atributos e sobre todo o sistema de classificação podem ser encontradas em EMBRAPA (1999).

9.1.1 - Nomenclatura dos Solos

A nomenclatura dos solos segue algumas regras bem definidas. Por exemplo, as classes de 1º e 2º níveis categóricos devem ser escritas com todas as letras em caixa alta. As classes de 3º nível categórico (grandes grupos) devem ser escritas com a primeira letra maiúscula, e no 4º nível categórico (subgrupos) os nomes devem ser escritos em letras minúsculas.

Exemplo:

Solos Agrícolas

NEOSSOLO FLÚVICO	Ta Eutrófico	vértico
1º e 2º níveis categóricos	3º nível categórico	4º nível categórico

O nome do solo no 5º nível categórico (família) é formado adicionando-se ao nome de subgrupo, os qualificativos pertinentes, com letras minúsculas por vírgula.

Exemplo:

LATOSSOLO VERMELHO	Acriférico	típico	textura argilosa cascalhenta, endoconcrecionário, A proeminente, gibbsítico – oxídico, aniônico
1º e 2º níveis categóricos	3º nível categórico	4º nível categórico	5º nível categórico

9.2 - CLASSIFICAÇÕES TÉCNICAS

As classificações técnicas que atendem às finalidades agrônômicas são várias, no entanto, aqui serão abordadas somente a classificação de aptidão agrícola e a classificação em classes de capacidade de uso das terras.

9.2.1 - Classificação de Aptidão Agrícola

A classificação da aptidão agrícola das terras, por ser um processo interpretativo, tem caráter efêmero, podendo sofrer variações com a evolução tecnológica. Portanto, está em função da tecnologia vigente na época de sua realização. Essa classificação, da maneira como tem sido empregada, não é precisamente um guia para obtenção do máximo benefício das terras, e sim, uma orientação de como devem ser utilizados seus recursos, ao nível de planejamento regional e nacional.

Classificação de Solos

A metodologia em questão procura atender, embora subjetivamente, a uma relação custo/benefício favorável. Deve atender a uma realidade que represente a média da possibilidade dos agricultores, numa tendência econômica de longo prazo, sem perder de vista o nível tecnológico a ser adotado (RAMALHO FILHO & BEEK, 1995; PRADO, 1995).

9.2.1.1 - Níveis de manejo considerados

Na classificação da aptidão agrícola são considerados três níveis de manejo, visando diagnosticar o comportamento das terras em diferentes níveis tecnológicos. Sua indicação é feita através das letras A, B e C, as quais podem aparecer na simbologia da classificação, escritas de diferentes formas, segundo as classes de aptidão que apresentam as terras, em cada um dos níveis adotados.

Nível de manejo A

Baseado em práticas agrícolas que refletem um baixo nível tecnológico. Praticamente não há aplicação de capital para manejo, para melhoramento e conservação das terras e das lavouras. Utiliza-se normalmente trabalho braçal e alguma tração animal com implementos agrícolas simples.

Nível de manejo B

Baseado em práticas agrícolas que refletem um nível tecnológico médio. Caracteriza-se pela modesta aplicação de capital para manejo, para melhoramento e conservação das terras e das lavouras. As práticas agrícolas estão condicionadas, principalmente, à tração animal.

Nível de manejo C

Baseado em práticas agrícolas que refletem um alto nível tecnológico. Caracteriza-se pela aplicação intensiva de capital para manejo, para melhoramento e conservação das terras e das lavouras. A motomecanização está presente nas diversas fases da operação agrícola.

As terras que podem ser parcial ou totalmente melhoradas mediante a aplicação de fertilizantes, corretivos, ou o emprego de técnicas como drena-

gem, controle à erosão, remoção de pedras, etc., são classificadas de acordo com as limitações persistentes, tendo em vista os níveis de manejo considerados.

Um aspecto importante no desenvolvimento desta metodologia de classificação foi o fato de poder ser apresentada, em um só mapa, a classificação da aptidão agrícola das terras para diversos tipos de utilização, sob os três níveis de manejo considerados. Para facilitar a montagem desse mapa foi organizada uma estrutura que reconhece grupos, subgrupos e classes de aptidão agrícola.

9.2.1.2 - Grupo de aptidão agrícola

O grupo trata-se mais de um artifício cartográfico, que identifica no mapa o tipo de utilização mais intensivo das terras, ou seja, sua melhor aptidão. A representação dos grupos é feita com algarismos de 1 a 6, em escalas decrescentes, segundo as possibilidades de utilização das terras. As limitações que afetam os diversos tipos de utilização aumentam do grupo 1 para o grupo 6, diminuindo, conseqüentemente, as alternativas de uso e a intensidade com que as terras podem ser utilizadas (Figura 9.1).

Grupo de Aptidão Agrícola		Aumento da intensidade de uso →					
		Preservação da flora e da fauna	Silvicultura e/ou pastagem natural	Pastagem plantada	Lavouras		
					Aptidão restrita	Aptidão regular	Aptidão boa
↑ Aumento da intensidade de uso ↓ Diminuição das alternativas de uso	1						
	2						
	3						
	4						
	5						
	6						

Figura 9.1. Alternativas de utilização das terras de acordo com os grupos de aptidão agrícola

Classificação de Solos

Os grupos 1, 2 e 3, além da identificação de lavouras como tipo de utilização, desempenham a função de representar, no subgrupo, as melhores classes de aptidão das terras indicadas para lavouras, conforme o nível de manejo. Os grupos 4, 5 e 6 apenas identificam tipos de utilização (pastagem plantada, silvicultura e/ou pastagem natural e preservação da flora e da fauna, respectivamente).

9.2.1.3. *Subgrupo de aptidão agrícola*

O subgrupo é o resultado conjunto da avaliação da classe de aptidão relacionada com o nível de manejo indicando o tipo de utilização das terras.

No exemplo 1 (a) bC, o algarismo 1 indicativo do grupo, representa a melhor classe de aptidão dos componentes do subgrupo, uma vez que as terras pertencem à classe de aptidão boa no nível de manejo C, classe de aptidão regular no nível de manejo B e classe de aptidão restrita, no nível de manejo A.

No caso dessa metodologia, poderiam ser indicadas as subclasses de aptidão agrícola (regular, restrita, eventualmente, inapta), especificando-se os seguintes fatores de limitação mais significativos:

- f - deficiência de fertilidade;
- h - deficiência de água
- o - excesso de água ou deficiência de oxigênio
- e - suscetibilidade à erosão; e
- m - impedimento à mecanização

9.2.1.4 - *Classe de aptidão agrícola*

As classes de aptidão agrícola, para cada tipo de utilização, são: **Boa, Regular, Restrita e Inapta** (Quadro 9.1). Elas expressam a aptidão agrícola das terras para um determinado tipo de uso, com o nível de manejo desejado, dentro de um subgrupo de aptidão.

Quadro 9.1 - Simbologia correspondente às classes de aptidão agrícola das terras

Classe de Aptidão Agrícola	Tipo de utilização					
	Lavoura			Pastagem plantada	Silvicultura	Pastagem natural
	Nível de manejo					
Boa	A	B	C	P	S	N
Regular	a	b	c	p	s	n
Restrita	(a)	(b)	(c)	(p)	(s)	(n)
Inapta	-	-	-	-	-	-

Classe Boa - terras sem limitações significativas para a produção sustentada de um determinado tipo de utilização, dentro do manejo considerado. Possui um mínimo de restrições que não reduzem expressivamente a produtividade ou os benefícios e não aumenta os insumos acima de um nível aceitável. Nesta classe a simbologia é a seguinte:

Lavoura: A, B e C

Pastagem plantada: P

Silvicultura: S

Pastagem natural: N

Classe Regular - terras que apresentam limitações moderadas para a produção sustentada de um determinado tipo de utilização, dentro do nível de manejo considerado. As limitações reduzem a produtividade ou os benefícios, elevando a necessidade de insumos de forma a aumentar as vantagens globais a serem obtidas do uso. Nesta classe a simbologia é a seguinte:

Lavouras: a, b e c

Pastagem plantada: p

Silvicultura: s

Pastagem natural: p

Classificação de Solos

Classe Restrita - terras que apresentam limitações fortes para a produção sustentada de determinado tipo de utilização, dentro do nível de manejo, considerado. As limitações reduzem a produtividade ou os benefícios ou então condicionam um aumento de insumos de tal maneira que os custos só seriam justificados marginalmente. A simbologia desta classe é a seguinte:

Lavouras: (a), (b) e (c)

Pastagem plantada: (p)

Silvicultura: (s)

Pastagem natural: (n)

Classe Inapta - terras que apresentam condições que parecem excluir a produção sustentada de qualquer tipo de utilização. Não é representada por símbolos e sua interpretação é dada pela ausência de letras dentro do manejo considerado.

9.2.2 - Classificação de Capacidade de Uso das Terras

Esta classificação técnica-interpretativa tem, nitidamente, uma finalidade conservacionista. Ela representa um grupamento qualitativo de tipos de solos sem considerar a localização ou as características econômicas da terra. Diversas características e propriedades são sintetizadas, visando à obtenção de classes homogêneas de terras, em termos do propósito de definir sua máxima capacidade de uso sem risco de degradação do solo, especialmente no que diz respeito à erosão acelerada (LEPSCH, 1991).

A estrutura desta classificação compreende quatro categorias que, em ordem decrescente são :

-Grupos de capacidade de uso (A, B e C): estabelecidos com base nos tipos de intensidade de uso das terras;

Solos Agrícolas

- Classes de capacidade de uso (I a VIII): baseadas no grau de limitação de uso;
- Subclasses de capacidade de uso (Exemplo: IIe, IIIe, etc.): baseadas na natureza da limitação de uso;
- Unidades de capacidade de uso (Exemplo: IIe-1, IIe-2, IIIe-1, etc.): baseadas em condições específicas que afetam o uso ou manejo da terra.

9.2.2.1 - Grupos de capacidade de uso

- Grupo A: terras passíveis de utilização com culturas anuais, perenes, pastagem e/ou reflorestamento e vida silvestre (comporta as classes I, II, III e IV)
- Grupo B: terras impróprias para cultivos intensivos, mas ainda adaptadas para pastagens e/ou reflorestamento e/ou vida silvestre (compreende as classes V, VI e VII).
- Grupo C: terras não adequadas para cultivos anuais, perenes, pastagens ou reflorestamento, porém apropriadas para proteção da flora e fauna silvestre, recreação ou armazenamento de água (comporta a classe VIII).

9.2.2.2 - Classes de capacidade de uso

As classes consistem em agrupamentos de terras apresentando o mesmo grau de limitação, ou seja, terras com limitações de uso e/ou riscos de degradação do solo em grau semelhante. A caracterização das classes de capacidade de uso leva em conta principalmente a maior ou menor complexidade das práticas conservacionistas, em especial as de controle da erosão.

De forma sintética, as classes de capacidade de uso de seus grupos podem ser consideradas da seguinte maneira:

Grupo A

- Classe I: terras cultiváveis, aparentemente sem problemas especiais de conservação;

Classificação de Solos

- Classe II: terras cultiváveis com problemas simples de conservação e/ou manutenção de melhoramento;
- Classe III: terras cultiváveis com problemas complexos de conservação e/ou manutenção de melhoramento;
- Classe IV: terras cultiváveis apenas ocasionalmente ou em extensão limitada, com sérios problemas de conservação;

Grupo B

- Classe V: terras adaptadas em geral para pastagens e, em alguns casos, para reflorestamento, sem necessidade de práticas especiais de conservação, são cultiváveis apenas em casos muito especiais;
- Classe VI: terras adaptadas em geral para pastagens e/ou reflorestamento, com problemas simples de conservação. São cultiváveis apenas em casos especiais de algumas culturas permanentes protetoras do solo;
- Classe VII: terras adaptadas em geral somente para pastagens ou reflorestamento, com problemas complexos de conservação;

Grupo C

- Classe VIII: terras impróprias para cultura, pastagem ou reflorestamento, podendo servir apenas como abrigo e proteção da fauna e flora silvestre, como ambiente para recreação, ou para fins de armazenamento de água.

9.2.2.3 - *Subclasses de capacidade de uso*

As subclasses representam as classes de capacidade de uso qualificadas em função da natureza da limitação, tornando, assim, mais explícitas, as práticas ou grupos de práticas conservacionistas a serem adotados.

A natureza da limitação é designada por letras minúsculas, de modo que a subclasse de capacidade de uso é representada pelo algarismo romano (da classe) seguido da letra designativa do fator limitante. Por exemplo, IIIe representa classe III com problema de erosão.

Convencionalmente as limitações de uso podem ser de quatro naturezas:

- e: limitações pela erosão presente e/ou risco de erosão;
- s: limitações relativas ao solo;
- a: limitações por excesso de água;
- c: limitações climáticas.

Quando ocorrem duas espécies de limitação em grau semelhante, ou que podem ser igualmente corrigidas, por exemplo, limitações relativas à erosão e ao solo, ambas podem ser indicadas, separadas por vírgula (Por exemplo IIIe,s).

9.2.2.4 - Unidades de capacidade de uso

As unidades de capacidade de uso tornam mais explícitas a natureza das limitações, ou seja, facilitam o processo de estabelecimento das práticas de manejo. De fato, nem sempre a simples designação da subclasse torna clara a prática ou conjunto de práticas a ser adotado. É o caso, por exemplo, da subclasse IIIs (classe III com limitação pelo solo), onde s pode estar representando: pouca profundidade, pedregosidade, salinidade, etc. A maneira de explicitar cada um desses fatores limitantes é através da unidade de capacidade de uso, que é designada pela colocação de algarismos arábicos à direita do símbolo da subclasse, separados por um hífen.

A Figura 9.2 mostra um esquema dos grupos, classes, subclasses e unidades da classificação de capacidade de uso das terras.

Classificação de Solos

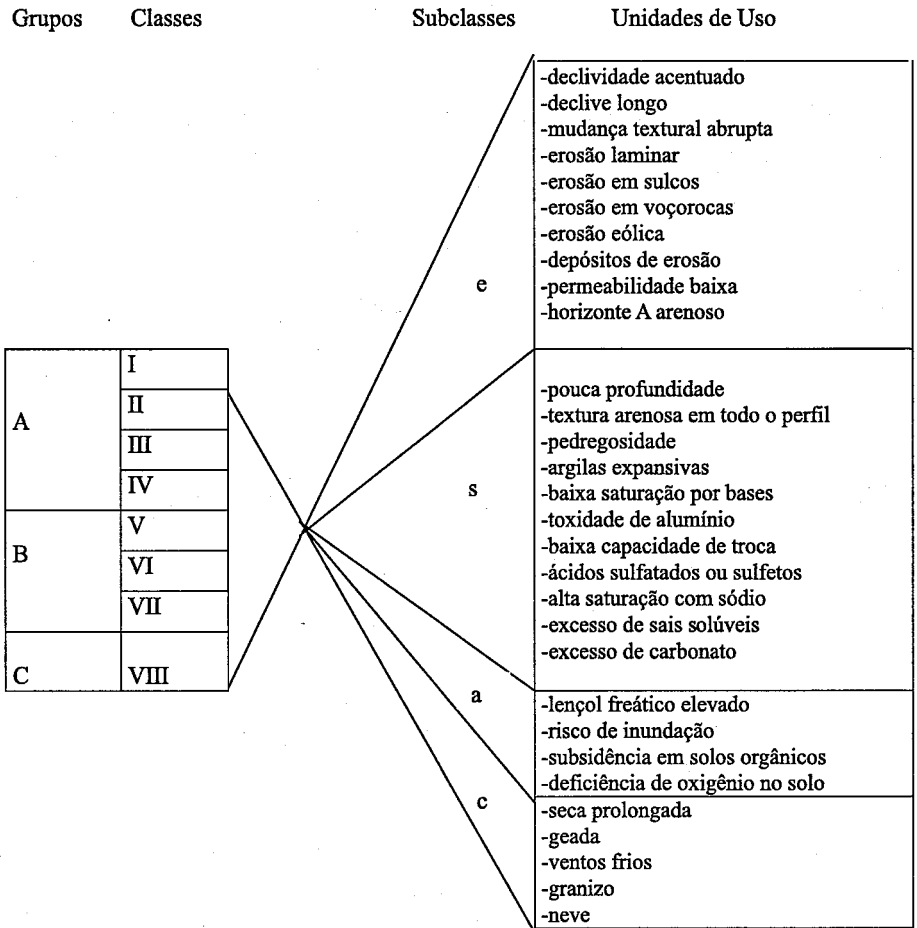


Figura 9.2. Esquema dos grupos, classes, subclasses e unidades de capacidade de uso

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHUJA, L. R.; NANNEY, J.W.; NIELSEN, D.R. Scaling to characterize soil water properties and infiltration modeling. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 48: 970-973, 1984.

ALCARDE, J. C. **Corretivo de acidez do solo: características e interpretações**. São Paulo: Associação Nacional para Difusão de Adubos e Corretivos Agrícolas, 1992. 26 p. (Boletim Técnico 6).

AYRA, L. M.; FARREL, D.A.; BLAKE, G.R. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybeans roots: 1. Determination of hydraulic properties of the soil. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, 39:424-430, 1975.

BISSANI, C.A.; MEURER, E.J.; BOHNEN, H. Solos ácidos e solos afetados por sais. In: MEURER, E.J. **Fundamentos de Química do Solo**. 2.ed. Porto Alegre:Genesis. 290p. 2004.

BOHN, H.L.; McNEAL, B.L.; O'CONNOR, G.A. **Soil Chemistry**. 2.ed. New York: J.Wiley & Sons, 1985. 341p.

BRADY, N. C. **The nature and properties of soils**. 8.ed. New York: Macmillan, 1974. 639 p.

CAMPOS, R.C.; DEMATTÊ, J.A.M. Cor do solo: uma abordagem da forma convencional de obtenção em oposição à automatização do método para fins de classificação de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 28:853-863, 2004.

CASSEL, D.K. **In situ soil hydraulic conductivity for selected North Dakota soils**. North Dakota State University Agricultural Experimental Station. Bulletin Nº 494. 1975. 20p.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. 412p.

FASSBENDER, H.W. **Química de Suelos con énfasis en suelos de América Latina**. San José: IICA, 1980.398p.

FREIRE, O. **Apontamentos de Edafologia**. Piracicaba, 1984. 317p.

GARDNER, W.R.; WIDSOE, J.A. The movement of soil moisture. **Soil Sci.**, 11:215-233, 1921.

GARDNER, W.R. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, 20:317-320, 1956.

GREEN, R.E.; COREY, J.C. Calculation of hydraulic conductivity. A further evaluation of some predictive methods. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 35:3-7, 1971.

GUIMARÃES, G. A.; BASTOS, J. B.; LOPES, E. C. **Métodos de análise física, química e instrumental de solos**. Belém: IPEAN, 1970.112p.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. New York: Academic Press, 1980.413p.

KESSLER, J.; OOSTERBAAN, R. J. Determining hydraulic conductivity of soils. In: ILRI. **Drainage principles and applications**. Wageningen: ILRI Publication 16, 1980. 347p.

LEPSCH, I.F. **Manual para levantamento utilitário do meio físico e classificação de terras no sistema de capacidade de uso**. 4ª. aproximação, 2ª. imp. ver. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 1991. 75p.

MADEIRA NETO, J.A.; BEDIDI, A.; CERVELLE, B. Visible spectrometric indices of hematite (Hm) and goethite (Gt) content in lateritic soils: the application of a Thematic Mapper (TM) image for soil-mapping in Brasília, Brazil. **Inter.J.Remote Sens.**, 18:2835-2852, 1997.

MALAVOLTA, E. **Elemento de nutrição de plantas**. Piracicaba: Agrônômica Ceres, 1980. 251 p.

MILLAR, A. **Drenagem de Terras Agrícolas: bases agrônômicas.** São Paulo: Editerra Editorial Ltda., 1988. 306p.

MUALEN, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resour. Res.**, 12:513-522, 1976.

NEGANO, T.; NAKASHIMA, S. Study of colors and degrees of weathering of granitic rocks by visible diffuse reflectance spectroscopy. **Geochemistry Journal**, 23:75-83, 1989.

PRADO, H. **Manual de classificação de solos do Brasil.** 2.ed. Jaboticabal: FUNEP, 1995. 197p.

PRADO, H. **Solos do Brasil: gênese, morfologia, classificação e levantamento.** Piracicaba: H. do Prado, 2000. 182p.

RAIJ, B.V. **Fertilidade do solo e adubação.** Piracicaba: Ceres, 1991. 343 p.

RAMALHO FILHO, A.; BEEK, K.J. **Sistema de Avaliação da Aptidão Agrícola das Terras.** 3.ed. Rio de Janeiro:EMBRPA-CNPS, 1995. 65p.

REICHARDT, K.; LIBARDI, P. L.; NIELSEN, D.R. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. **Soil Sci.**, 120:165-168, 1975.

ROSE, C.W. **Agricultural physics.** Londres: Pergamon Press, 1966. 230p.

SILVA, L.S.; CAMARGO, F.A.O.; CERETTA, C.A. Composição da fase sólida orgânica do solo. In: MEURER, E.J. **Fundamentos de Química do Solo.** 2.ed. Porto Alegre:Genesis. 290p. 2004.

TISDALE, S.L.; NELSON, W.L. **Soil fertility and fertilizers.** 3.ed. New York: Micmillan, 1975. 694p.

Referências Bibliográficas

TORRENT, J.; BARRÓN, V. **Laboratory measurement of soil color: theory and practice. Soil color.** Madison: Soil Science Society of Agronomy, 1993. p.21-33 (SSSA, Special Publication, 31).

van GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 44:898-898, 1980.

 **PERFIL**
GRÁFICA
Sua melhor Impressão
PABX: 81 3339.3636