

As propriedades físicas do solo influenciam a função do ecossistema e a escolha do melhor manejo a ser adotado. O sucesso ou fracasso de projetos agrícolas ou de engenharia muitas vezes é dependente das propriedades físicas do solo utilizado. A ocorrência e crescimento de diferentes espécies vegetais e o movimento de água e solutos estão diretamente relacionados às propriedades físicas do solo.

A cor, textura e outras propriedades físicas do solo são utilizadas na classificação de perfis e em levantamentos sobre a aptidão do solo para projetos agrícolas e ambientais. O conhecimento básico sobre as propriedades físicas do solo servirá como base para a compreensão de muitos aspectos que serão abordados posteriormente.

As propriedades físicas discutidas neste capítulo dizem respeito às partículas sólidas do solo e à maneira como elas se unem formando agregados. Se pensarmos no solo como uma casa, as partículas sólidas são os tijolos com os quais a casa é construída. A **textura do solo** descreve o tamanho das partículas. As frações minerais mais grosseiras são normalmente cobertas por argila e outros materiais coloidais. Quando houver predomínio de partículas minerais de maior diâmetro, o solo é classificado como cascalhento, ou arenoso; quando houver predomínio de minerais coloidais, o solo é classificado como argiloso. Todas as transições entre estes limites são encontradas na natureza.

Na construção de uma casa, a maneira como os tijolos estão dispostos determina a natureza das paredes, quartos e corredores. A matéria orgânica e outras substâncias atuam como agente cimentante entre as partículas, formando os agregados do solo. A **estrutura do solo** descreve a maneira como as partículas são agregadas. Esta propriedade, portanto, define a configuração do sistema poroso do solo.

As propriedades físicas estudadas neste capítulo descrevem a natureza das partículas sólidas e a maneira como influenciam a água e o ar contidos no espaço poroso do solo. Textura e estrutura do solo contribuem na capacidade de fornecimento de nutrientes, assim como na retenção e condução de água e ar, necessários para o desenvolvimento radicular das plantas. Estes fatores também determinam o comportamento do solo quando utilizado em estradas, construções, fundações, ou cultivo. Pela sua influência no movimento da água através do solo e fora dele, as propriedades físicas também exercem uma grande influência sobre a degradação do solo pelo processo erosivo.

1.1 Textura do Solo (Distribuição do Tamanho de Partículas)

A determinação das proporções dos diferentes tamanhos de partículas (textura do solo) é importante para o entendimento do comportamento e manejo do solo. Durante a classificação do solo em um determinado local, a textura dos diferentes horizontes é muitas vezes a primeira e mais importante propriedade a ser determinada e, a partir desta informação muitas conclusões importantes podem ser tomadas. Além disso, a textura do solo não é prontamente sujeita a mudanças sendo, portanto, considerada como uma propriedade básica do solo.

Natureza das Frações do Solo

O diâmetro de partículas do solo é subdividido em 6 ordens de magnitude, de maticões (1m) a argilas submicroscópicas (10^{-6} m). Diversos sistemas de classificação são utilizados para agrupar as diferentes frações do solo, como mostrado na Figura 1.1. A classificação estabelecida pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos é utilizada neste texto. Os limites empregados neste sistema de classificação não são puramente arbitrários, sendo baseados em mudanças no comportamento das partículas e nas propriedades físicas do solo por elas determinadas.

Maticões, cascalhos, seixos rolados e outros fragmentos grosseiros > 2 mm de diâmetro podem afetar o comportamento do solo, mas não são considerados como parte da fração terra fina, para a qual o termo textura do solo é aplicado. Fragmentos grosseiros reduzem o volume disponível de solo para retenção de água e crescimento de raízes, entretanto, em solos densos, os espaços entre fragmentos podem fornecer caminhos para drenagem de água e penetração de raízes. Fragmentos grosseiros, especialmente aqueles constituídos de minerais resistentes como o quartzo, interferem no cultivo ou escavação.

Areia -Partículas de areia são aquelas com diâmetro entre 0,05 mm e 2 mm. Elas podem ser arredondadas ou angulares (Figura 1.2), dependendo do grau de desgaste a que elas tenham sido sujeitas pelos processos abrasivos durante a formação do solo. Partículas arenosas grosseiras podem ser compostas de fragmentos de rocha contendo vários minerais, mas a maioria dos grãos de areia é constituída por um só mineral, normalmente quartzo (SiO_2) ou outro silicato primário (Figura 1.3). Grãos de areia podem possuir coloração marrom (ou bruna), amarela, ou vermelha como resultado de camadas de óxidos de ferro ou alumínio. Em alguns casos, a predominância de quartzo significa que a fração areia geralmente tem um conteúdo muito pequeno de nutrientes disponíveis para as plantas, em relação a partículas de menor diâmetro.

As partículas de areia são ásperas ao tato e geralmente são visíveis a olho nu (Figura 1.4). Estas partículas são relativamente grandes, deste modo, os espaços entre elas também possuem um diâmetro relativamente grande, promovendo a drenagem livre da água e entrada de ar no solo. A relação entre diâmetro de partícula e área superficial específica (área superficial para um dado volume ou massa de partículas) é ilustrada na Figura 1.5. Devido ao seu maior tamanho, partículas de areia têm superfície específica relativamente baixa. Deste modo, apresentam pequena capacidade de retenção de água e solos com predominância desta fração são mais propensos a serem deficientes em umidade em períodos de estiagem. Partículas de areia são consideradas não coesivas; isto é, não se mantêm unidas a outras partículas.

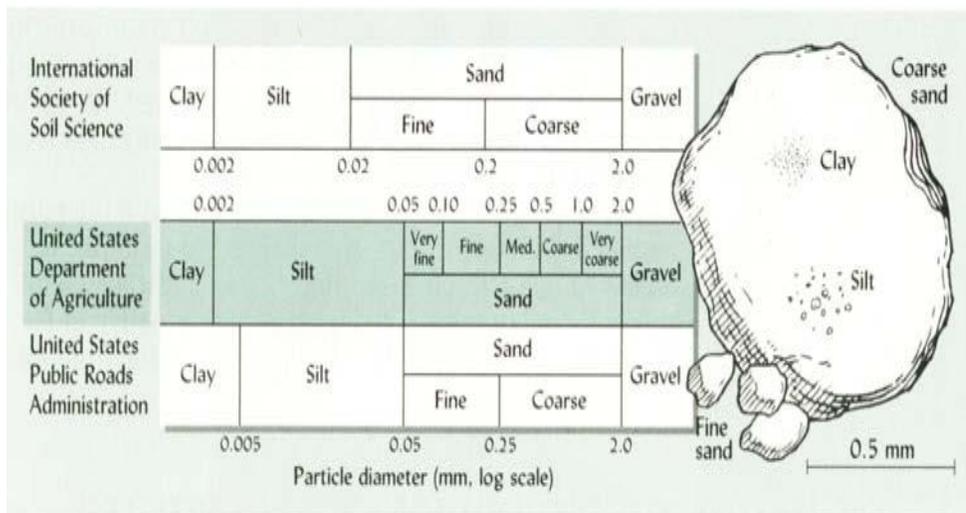


FIGURA 1.1. Classificação das partículas por tamanho. A escala sombreada localizada no centro segue o sistema do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos, o qual é muito utilizado por todo o mundo. Os outros dois sistemas são também utilizados na ciência do solo e na engenharia. O desenho ilustra os tamanhos proporcionais das frações do solo.

Silte - Partículas menores que 0,05 mm e maiores que 0,002 mm de diâmetro são classificadas como silte. Partículas de silte não são visíveis a olho nu (Figura 1.2) nem apresentam sensação de aspereza quando esfregadas entre os dedos. São micro partículas de areia com o quartzo sendo, geralmente, o mineral dominante. Partículas de silte, devido a seu diâmetro reduzido, são mais propensas à ação do intemperismo, liberando rapidamente quantidades significativas de nutrientes para as plantas.

Embora o silte seja composto de partículas com formato similar ao das partículas de areia, apresenta sensação de sedosidade ao tato. Os poros entre partículas de silte são menores (e muito mais numerosos) que os poros presentes entre as partículas de areia, deste modo, o silte retém mais água e permite uma menor taxa drenagem. Entretanto, quando seca, a fração silte exibe pouca pegajosidade ou plasticidade (maleabilidade). A baixa plasticidade, coesão (viscosidade) e capacidade de adsorção que algumas frações de silte apresentam é, em grande parte, devida a filmes de argila aderidos à superfície das partículas. Devido à sua baixa pegajosidade e plasticidade, solos siltosos, de maneira geral, são facilmente carregados por fluxos de água, num processo chamado “piping”. O quadro 1.1 ilustra uma consequência do “piping” e a importância da distinção entre silte e argila no sol

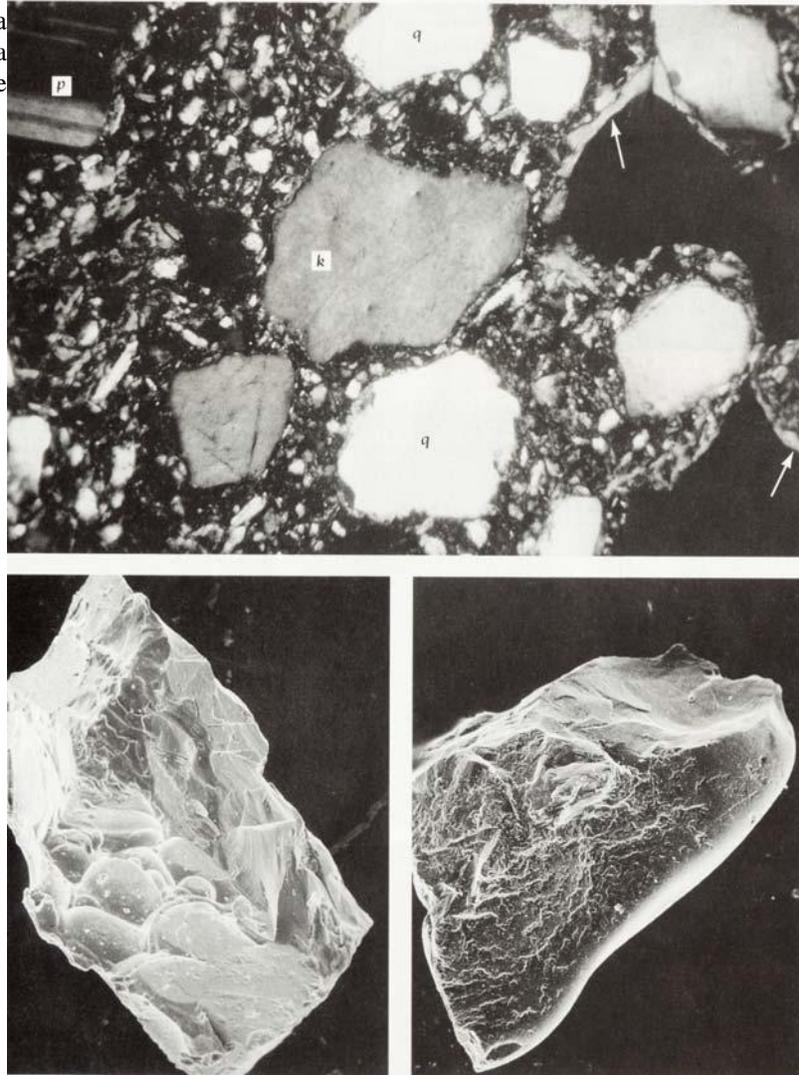


FIGURA 1.2 Uma pequena seção de um solo franco visto através de um microscópio empregando luz polarizada (poros vazios aparecem em preto). As partículas de areia e silte mostradas são irregulares em tamanho e forma, sendo o silte representado pelas partículas menores. Embora o quartzo (q) predomine na fração areia e silte deste solo, vários outros minerais silicatados podem ser observados (p = plagioclásio, k = feldspato). Filmes de argila podem ser vistos revestindo as paredes dos poros maiores (setas). A microscopia eletrônica de varredura, em grãos de areia, mostra partículas de quartzo (abaixo à esquerda) e feldspato (abaixo à direita) com aumento de cerca de 40 vezes.

Argila -Partículas menores que 0,002 mm são classificadas como argila, pelo fato de possuírem uma grande área superficial específica, apresentam uma enorme capacidade de adsorção de água e outras substâncias. Uma colherada de argila pode possuir uma área superficial do tamanho de um campo de futebol. Este grande poder de adsorção faz com que partículas de argila mantenham-se unidas em uma massa coesa depois de seca. Quando úmida, a argila é pegajosa e pode ser facilmente moldada.

Partículas de argila são tão pequenas que comportam-se como colóides, quando suspensas em água não depositam-se facilmente. Diferentemente da maior parte das partículas de areia e silte, partículas de argila possuem forma de pequenas lâminas ou placas planas. Os poros entre partículas de argila são muito pequenos e irregulares, ocasionando lento movimento de água e do ar no solo. Cada mineral de argila atribui diferentes propriedades aos solos nos quais são predominantes. Por esta razão, propriedades do solo como contração/expansão, plasticidade, capacidade de retenção de água, resistência do solo e adsorção de elementos químicos, são dependentes do tipo e da quantidade de argila presente no solo.

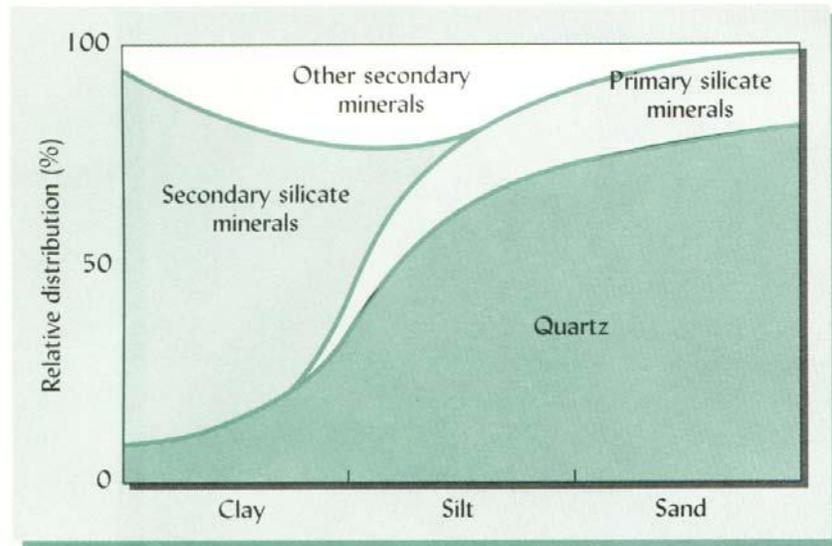


FIGURA 1.3 Relação entre o tamanho das partículas e o tipo de mineral presente. O quartzo é dominante na fração areia e em frações mais grosseiras de silte. Silicatos primários como o feldspato, hornblenda e mica estão presentes na areia e em menores quantidades na fração silte. Minerais secundários, como óxidos de ferro e alumínio, são predominantes na fração silte de menor diâmetro e na fração argila mais grosseira.

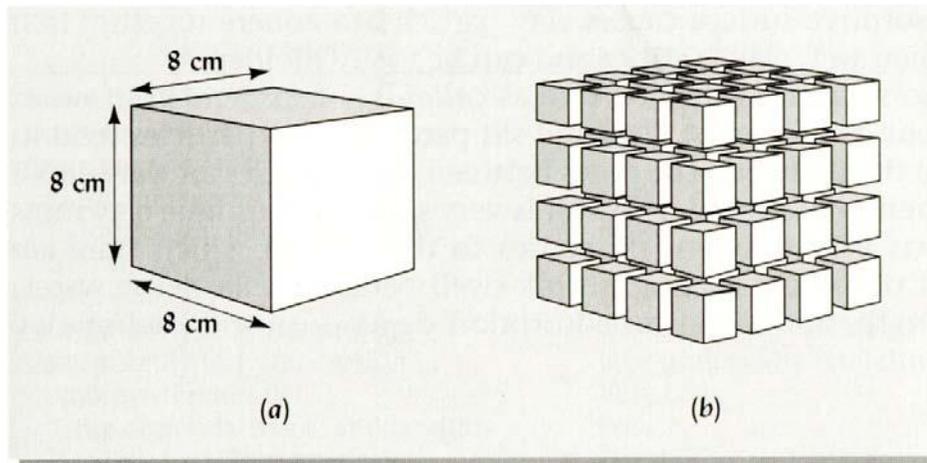


FIGURA 1.4 Relação entre a área superficial de um cubo de massa conhecida e o tamanho de suas partículas. No cubo maior (a) cada lado possui 64 cm^2 de área superficial. O cubo tem seis lados, com área superficial total de 384 cm^2 ($6 \text{ lados} \times 64 \text{ cm}^2$). Se o mesmo cubo fosse dividido em cubos menores (b) de modo que cada um tenha 2 cm de lado, o mesmo material será agora representado por 64 cubos pequenos ($4 \times 4 \times 4$). Cada lado do cubo pequeno terá 4 cm^2 (2×2) de área superficial, resultando em 24 cm^2 de área superficial ($6 \text{ lados} \times 4 \text{ cm}^2$). A área superficial total será de 1536 cm^2 ($24 \text{ cm}^2 \times 64 \text{ cubos}$). Deste modo, a área superficial deste cubo será quatro vezes maior do que a área superficial do cubo maior. Como partículas de argila são muito pequenas e possuem formato laminar, sua área superficial é milhares de vezes maior do que a área superficial de uma mesma massa de partículas de areia.

Influência da área superficial em outras propriedades do solo

À medida que diminui o diâmetro das partículas, a área superficial e propriedades relacionadas aumentam significativamente, como mostrado graficamente na Figura 1.5. Argila de tamanho coloidal possui área superficial cerca de 10.000 vezes maior do que a mesma massa de areia de tamanho médio. A textura do solo influencia muitas outras propriedades (Tabela 1.1) como resultado de cinco fundamentais fenômenos de superfície:

- 1 A água é retida como pequenos filmes aderidos à superfície das partículas do solo. Quanto maior a área superficial, maior a capacidade de retenção de água.
- 2 Gases e substâncias químicas são atraídos e adsorvidos pela superfície das partículas minerais. Quanto maior a área superficial, maior a capacidade de retenção de nutrientes e outras substâncias químicas do solo.
- 3 O processo de intemperismo que ocorre na superfície das partículas minerais libera elementos constituintes para a solução do solo. Quanto maior a área superficial, maior a taxa de liberação de nutrientes para as plantas.
- 4 As superfícies das partículas minerais apresentam cargas negativas e positivas, filmes de água presentes na superfície destes minerais fazem com que as partículas mantenham-se unidas. Quanto maior a área superficial, maior a tendência das partículas manterem-se unidas em uma massa coesa ou como pequenos agregados.
- 5 Os microorganismos tendem a se desenvolver e colonizar as superfícies das partículas. Por estas e outras razões, reações microbiológicas nos solos são altamente afetadas pela área superficial específica.

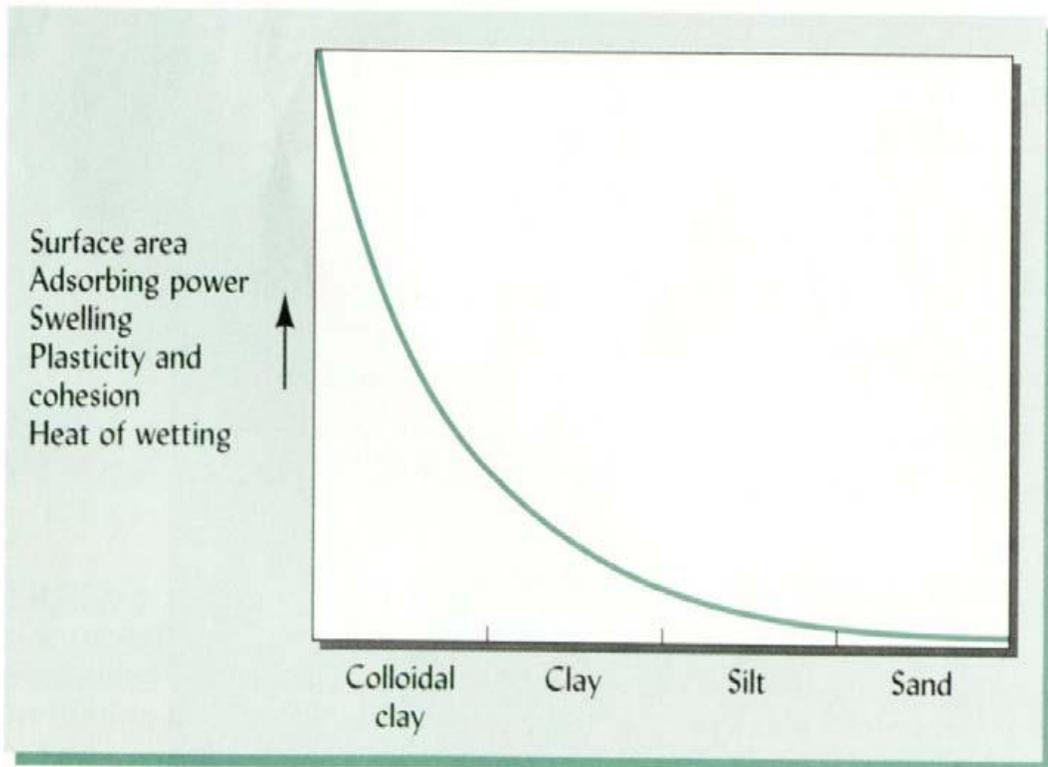


Figura 1.5 Quanto mais fina a textura do solo, maior é a superfície efetiva exposta por suas partículas. Note que a adsorção, a expansão e outras propriedades físicas (plasticidade e coesão, calor de umedecimento) seguem a mesma tendência e aumentam rapidamente à medida que se aproximam da dimensão coloidal.

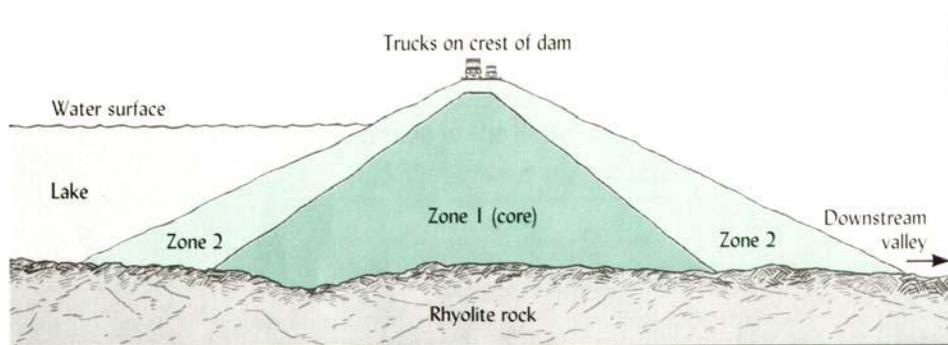
Tabela 1.1 Influência das frações (areia, silte e argila) em algumas propriedades e comportamento do solo^a

<i>Propriedades/Comportamento do solo</i>	<i>Areia</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
Capacidade de retenção água	Baixa	Média a alta	Alta
Aeração	Boa	Média	Pobre
Taxa de drenagem	Alta	Lenta a média	Muito lenta
Teor de matéria orgânica no solo	Baixo	Médio a alto	Alto a médio
Decomposição da matéria orgânica	Rápida	Média	Lenta
Aquecimento na primavera	Rápido	Moderado	Lento
Susceptibilidade à compactação	Baixa	Média	Alta
Susceptibilidade a erosão eólica	Moderada	Alta	Baixa
Susceptibilidade a erosão hídrica	Baixa	Alta	Solo agregado – baixa Solo não agregado - alta
Potencial de expansão e contração	Muito baixo	Baixo	Moderado a muito alto
Adequabilidade para construção de represas e aterros	Baixa	Baixa	Alta
Capacidade de cultivo após chuva	Boa	Média	Baixa
Potencial de lixiviação de poluentes	Alto	Médio	Baixo
Capacidade de armazenamento de nutrientes	Baixa	Média a alta	Alta
Resistência à mudança de pH	Baixa	Média	Alta

^a: exceções à estas generalizações ocorrem, como resultado da estrutura do solo e mineralogia da argila

QUADRO 1.1 SILTE E A FALHA DA REPRESA TETON^a

Uma das mais trágicas falhas de engenharia da história americana aconteceu ao sul de Idaho em 5 de junho de 1977, menos de um ano após o término da construção de uma grande represa de terra no Rio Teton. Onze pessoas foram mortas e 25.000 ficaram desabrigadas nas cinco horas que foram necessárias para esvaziar o lago de 28 km de comprimento que havia sido formado pela represa. \$ 400 milhões (1977 dólares) foi o valor dos prejuízos causados pelo grande volume de água liberado pelo desmoronamento da represa no vale abaixo. A destruição da represa iniciou com pequenas infiltrações que rapidamente tornaram-se grandes volumes de água, arrastando até mesmo máquinas designadas para reparos no local. A represa Teton foi construída de acordo com um modelo padrão, testado para diques de terra dividido em zonas. Depois de preparar uma base sobre riolito abaixo do solo, a parte central (zona 1) foi construído com material firmemente compactado e coberto com uma camada (zona 2) de material grosseiro de solo aluvial para proteger da erosão hídrica e eólica. A parte central deveria ser construída com uma camada impermeável que impedisse o movimento de água através da represa. Normalmente, materiais argilosos são escolhidos para o centro, por possuírem características de plasticidade e pegajosidade, estes materiais quando úmidos podem ser compactados em uma massa impermeável e maleável que permanece unida e não apresenta fissuras desde que seja mantida úmida. O silte, por outro lado, ainda que possa parecer semelhante a argila no campo, tem pequena ou nenhuma viscosidade ou plasticidade e portanto não pode ser compactado em uma massa coesa como a argila. Uma massa úmida e compactada de silte poderá apresentar fissuras pela falta de plasticidade. Além disso, se a água penetra nestas fissuras, o material siltoso será carregado pelo fluxo de água, aumentando as fissuras e conduzindo mais água. O processo de aumento rápido dos canais de infiltração é chamado de "piping". Este processo pode ser certamente a causa principal do fracasso da represa Teton, pelo fato dos engenheiros construírem a zona 1, (centro da represa), usando material de um depósito de silte de origem eólica ("loess") em lugar de argila. Esta é uma trágica mas útil informação sobre a importância da textura no comportamento do solo.



^aBaseado no relatório do U.S. Department Of Interior Teton Dam Failure Group (1977).

1.2 Classe textural do solo

Três grupos principais de classes texturais são conhecidos: solo arenoso, argiloso e franco. Dentro de cada grupo, classes texturais específicas fornecem uma idéia da distribuição de tamanho de partículas e indicam o comportamento das propriedades físicas do solo. As 12 classes texturais encontradas Tabela 1.2 apresentam uma seqüência gradual desde partículas de areia, as quais possuem textura grosseira e fácil manejo, à partículas de argila, que possuem textura muito fina e são mais dificilmente manejadas.

Em solos arenosos e franco arenosos ocorre predomínio das propriedades da areia, quando esta compreendem pelo menos 70% do material em peso (solos com menos do que 15 % de argila). Características da fração argila predominam em solos argilosos, argilo-arenosos e argilo-siltosos.

Franco - Este grupo contém muitas subdivisões. Uma maneira ideal de definirmos seria uma mistura com propriedades quase que em proporções iguais de partículas de areia, silte e argila. Esta definição não significa que as três frações estão presentes em quantidades iguais (como pode ser visto por um estudo da Figura 1.7). Esta anormalidade existe porque uma pequena percentagem relativa de argila é suficiente para atribuir ao solo propriedades referentes à esta fração, com relação a uma pequena quantidade de areia e silte que possuem menor influência sobre o comportamento do solo. Deste modo, propriedades da fração argila são utilizadas para classificar solos com valores tão pequenos quanto 20% de argila; ao passo que solos para serem classificados como arenosos ou siltosos devem ter no mínimo 40 ou 45% destas frações, respectivamente.

A maioria dos solos são classificados como determinado tipo de solo franco. Eles podem possuir uma composição ideal, conforme foi descrito e serem classificados simplesmente como franco. Portanto, um solo franco no qual partículas de areia predominam é classificado como franco arenoso. Da mesma forma podem ocorrer solos franco-siltosos, franco-argilo-siltosos, franco-argilo arenosos e franco-argilosos.

Fragmentos grosseiros -Nomenclaturas adicionais para solos com predominância de pedras, cascalhos e diferentes frações de areia são utilizadas na classificação textural destes solos. Fragmentos com diâmetro entre 2 mm e 2 cm são denominados cascalhos; os que variam de 2 cm a 20 cm são chamados calhaus; sendo os maiores que 20 cm denominados matacões. Um solo franco arenoso cascalhento é um bom exemplo de uma classificação textural levando em consideração a presença de frações grosseiras.

Alteração da Classe Textural do Solo

Durante longos períodos de tempo, processos pedológicos como erosão, deposição, iluviação e intemperismo podem alterar a textura de diferentes horizontes do solo. Práticas de manejo, geralmente não alteram a classe textural de um solo. A textura só pode ser alterada pela mistura de outros tipos de solos com classes texturais diferentes. Por exemplo: a incorporação de grandes quantidades de areia pode alterar as propriedades físicas de um solo argiloso, para uso em casa de vegetação ou em gramados. Porém, não é aconselhável fazer a mistura de solos com diferentes classes texturais, deve-se utilizar solos com textura de ocorrência natural, ao invés de alterá-los pela mistura de areia ou argila.

Deve ser observado que o acréscimo de uma pequena quantidade de material turfoso (material orgânico) a um solo não provocará mudança na textura, devido ao fato que esta propriedade refere-se somente a partículas minerais. O termo textura do solo não está relacionado a meios artificiais que contenham materiais sintéticos ou outros materiais que não sejam constituintes do solo.

A adição de areia deve ser feita com cuidado para melhorar as propriedades física de solos com textura fina. Se a areia não é de tamanho adequado e não é adicionada em quantidades suficientes, materiais de baixa qualidade podem ser originados. Entre partículas de areia há formação de poros de grande tamanho, o mesmo não ocorre quando

misturadas em uma matriz siltosa ou argilosa

Tabela 1.2 Termos gerais utilizados para descrever a textura do solo em relação ao nome das classes texturais

Termos Gerais		Classe textural
Nomes Comuns	Textura	
Solos Arenosos	Grosseira	Arenoso
		Areia franca
	Moderadamente grosseira	Franco arenosa
	Média	Franco
Franco siltosa		
Siltosa		
Solos Franco	Moderadamente fina	Franco argiloarenosa
		Franco argilosiltosa
	Fina	Franco argilosa
		Argiloso arenosa
Solos Argilosos	Fina	Argiloso siltosa
		Argilosa

Determinação da Classe Textural pelo Método do “Tato”

A determinação da classe textural é uma das primeiras habilidades de campo que um cientista da área de solos deve desenvolver. A determinação da classe textural pelo tato é de grande valor prático em pesquisas de campo, como também na classificação e qualquer estudo no qual a textura poderá ter um papel importante. A precisão desse método depende em grande parte da experiência e prática do observador, portanto é recomendável sempre que se comece com solos de textura conhecida.

O triângulo textural (Figura 1.6) deverá ser mantido em mente quando se vai determinar a classe textural pelo método do tato, como explicado no Quadro 1.2.

Análise Laboratorial do Tamanho das Partículas

O primeiro e às vezes o passo mais difícil na análise do tamanho de partículas é a dispersão completa de uma amostra de solo, de modo que mesmo menores agregados sejam fracionados em partículas individuais ou primárias. A dispersão é normalmente realizada com utilização de tratamentos químicos e um agitador de alta velocidade.

Um conjunto de peneiras pode ser utilizado para separar as diferentes frações de areia, a sedimentação normalmente é utilizada para determinação das frações silte e argila. O princípio envolvido é simples. Como as partículas do solo são mais densas que a água, elas tendem a depositarem-se numa velocidade proporcional ao seu tamanho. Em outras palavras: "quanto maior o tamanho da partícula mais rapidamente elas se depositam". A equação que descreve esta relação é chamada de lei de Stokes. A equação é apresentada no Quadro 1.3, em sua forma mais simples, a velocidade V é proporcional ao quadrado do diâmetro d das partículas, onde k é uma constante que relaciona a aceleração da gravidade, densidade e viscosidade da água.

$$V = kd^2$$

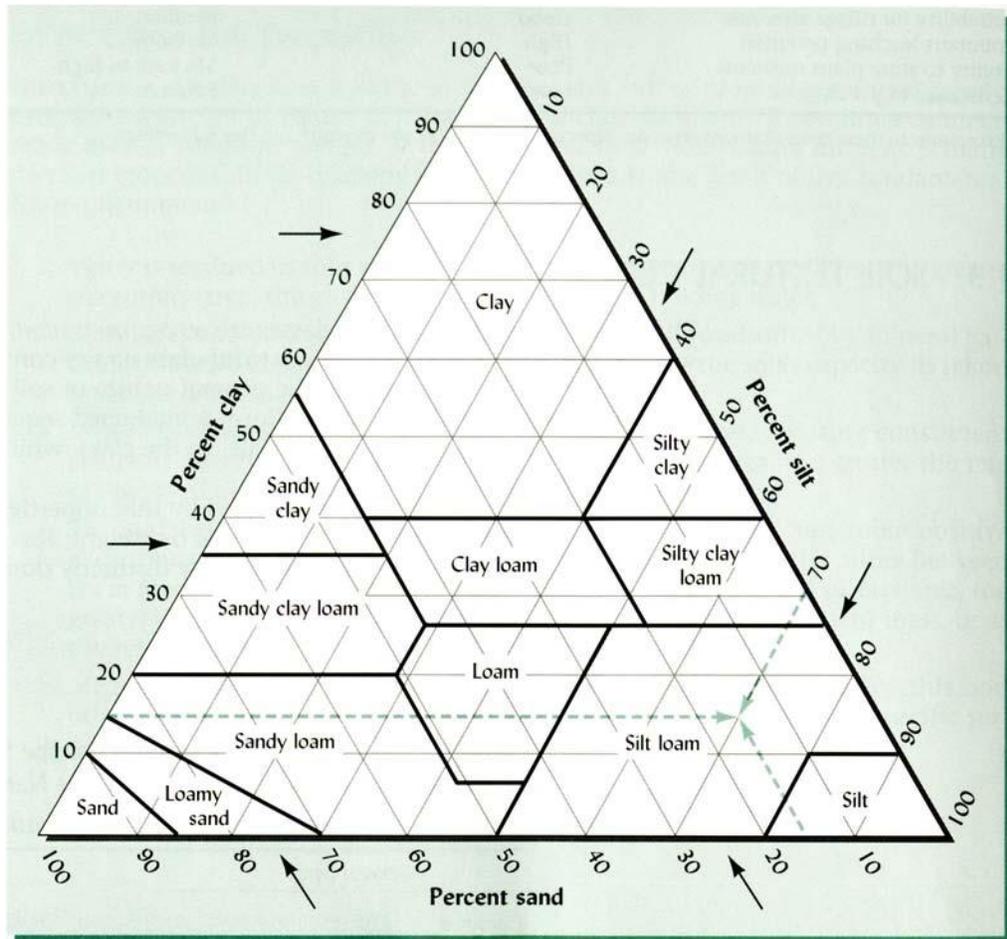


FIGURA 1.6 A classe textural do solo é definida pela percentagem de areia, silte e argila de acordo com as linhas mais escuras mostradas no triângulo textural. Se estas percentagens forem determinadas para uma amostra de solo por análise do tamanho de partícula, o triângulo de classe textural poderá ser utilizado para determinar a classe textural aplicada a esta amostra de solo. Para usar o gráfico, primeiro deverá ser localizada a adequada percentagem de argila ao lado esquerdo do triângulo, após uma linha transversalmente ao gráfico paralela a base do triângulo será desenhada. Depois encontre a percentagem de areia na base do triângulo, e então desenhe uma linha paralela ao lado do triângulo relativo a percentagem de silte. As pequenas setas indicam a direção proposta no qual as linhas deverão ser desenhadas. O ponto no qual as duas linhas se interceptam indica a classe textural da amostra de solo. Somente a percentagem de duas das três frações são necessárias. A percentagem de areia, silte e argila somam 100%, portanto a terceira percentagem pode ser facilmente calculada se somente duas são conhecidas. Se as três percentagens são utilizadas, as três linhas se interceptaram no mesmo ponto. Considerando como exemplo, um solo que contenha 15% de areia, 15% de argila e 70% de silte. Este exemplo é mostrado pelas linhas pontilhadas que se interceptam na classe franco siltosa. Qual é a classe textural de uma outra amostra de solo que possua 33% de argila, 33% de silte e 33% de areia? As linhas pontilhadas para este segundo exemplo se interceptariam na classe franco argilosa.

QUADRO 1.2 UM MÉTODO PARA DETERMINAÇÃO DA TEXTURA PELO TATO

A primeira e mais crítica etapa no método da textura pelo tato é Este método é melhor amassar a amostra, do tamanho de uma noz, úmida até formar uma massa apreendida utilizando-se amostras com consistente uniforme, adicionando água lentamente se necessário. de classe textural conhecida. Com Esta etapa pode levar alguns minutos, mas uma determinação precipitada, prática, a determinação acurada da provavelmente, ocasionará erros, pois agregados de argila e silte podem classe textural pode ser feita de comportar-se como grãos de areia. O solo pode estar úmido e não espalhar imediato. completamente. Tente amassar a amostra com apenas uma das mãos, guarde a outra limpa para escrever no caderno de anotações de campo (e apertar a mão do seu cliente).

Enquanto comprime e amassa a amostra, observe sua maleabilidade, pegajosidade e resistência, todas as propriedades associadas com o conteúdo de argila. Um alto conteúdo de silte se traduz numa sensação de maciez e sedosidade, com pouca pegajosidade ou resistência à deformação. Solo com um conteúdo significativo de areia apresenta sensação de aspereza e faz um som de rangido quando próximo ao ouvido.

Sinta a quantidade de argila através da compressão de uma massa de solo devidamente úmida entre o polegar e o indicador, fazendo um “fio”. Faça um “fio” tão longo quanto possível, até que este quebra-se com o próprio peso (veja Figura 1.7)

Interprete suas observações com os seguintes itens:

1. O solo não adere como uma esfera, desfazendo-se: areia.
2. O solo forma uma esfera, mas não formará um fio: franco-arenosa
3. Fio do solo é friável e quebra-se quando está com menos de 2,5cm de extensão
 - a. Rangido é audível; sensação de aspereza: franco-arenosa.
 - b. Maciez, sensação de sedocidade; não consegue ouvir o rangido: franco-siltosa.
 - c. Ligeiramente áspera e macia, rangido não claramente audível: franco.
4. Solo exhibe moderada pegajosidade e firmeza, forma fios alongados de 2,5 a 5 cm, e:
 - a. Rangido audível; sensação de aspereza: franco-argiloarenosa.
 - b. Maciez, sensação de sedocidade; rangido não audível: franco-argilosiltosa.
 - c. Ligeiramente ásperos e macios, rangido não claramente audível: franco-argilosa.
5. Solo exhibe dominante pegajosidade e firmeza, forma fios alongados do que 5 cm, e:
 - a. Rangido é audível; sensação de aspereza: argiloarenosa.
 - b. Maciez, sensação de sedocidade; rangido não audível: argilosiltosa.
 - c. Ligeiramente ásperos e macios, rangido não claramente audível: argila.

Uma melhor estimativa do conteúdo de areia (e por isso sua disposição na dimensão horizontal do triângulo de classes texturais) pode ser obtida através do umedecimento, na palma da mão, de um agregado de solo do tamanho de uma ervilha, trabalhando ele entre os dedos até que a palma da sua mão torna-se suja, coberta com material proveniente do solo. Os grãos de areia permanecerão completamente visíveis, enquanto seu volume em comparação a ervilha original poderá ser estimado a partir do tamanho relativo do fio moldado (fino, médio, grossa, etc.).

Este método é melhor apreendido utilizando-se amostras de classe textural conhecida. Com prática, a determinação acurada da classe textural pode ser feita de imediato.



FIGURA 1.7 Método do Tato para determinação da classe textural do solo. Uma amostra de solo úmido é esfregada entre o dedo indicador e o polegar, e amassada para formar um fio. (Topo) O “fio” curto, mostra aparência não coesiva, arenoso de textura franco-arenosa com cerca de 15% de argila. (Centro) O “fio” uniforme de aparência friável é característico de textura franco-siltosa. (Baixo) Maciez, aparência lustrosa e “fios” longos e flexíveis são característicos de textura argilosa. (Fotos cortesia de R. Weil)

Medindo-se a quantidade de solo em suspensão depois de diferentes tempos de sedimentação (usando pipeta ou um hidrômetro, como mostrado na Figura 1.8), determina-se as percentagens de cada fração areia, silte e argila, e a classe textural do solo. Curvas de distribuição do tamanho das partículas são mostradas na Figura 1.9.

A Figura 1.9 apresenta curvas de distribuição do tamanho de partículas para solos de três diferentes classes texturais. O fato de essas curvas apresentarem formas suaves mostra que não há nenhuma transição abrupta na separação das frações areia, silte e argila, e sugerem uma mudança gradual das propriedades com a variação do tamanho de partículas do solo.

É importante observar que as classes texturais do solo são baseadas, somente, nas partículas minerais da fração areia ou com diâmetro menor; e que, as percentagens de areia, silte e argila totalizam 100%. A quantidade de pedras e pedregulhos são avaliadas separadamente. Materiais orgânicos normalmente são separados da amostra do solo pelo processo de oxidação, que é realizada antes da separação mecânica das frações do solo.

A relação entre as análises citadas e a classe textural do solo é normalmente associada a um triângulo de classe textural (veja Figura 1.6). O triângulo textural também permite usar a análise dos dados do tamanho de partículas feita em laboratório, para verificar a precisão da determinação textural feito no campo pelo método do tato.

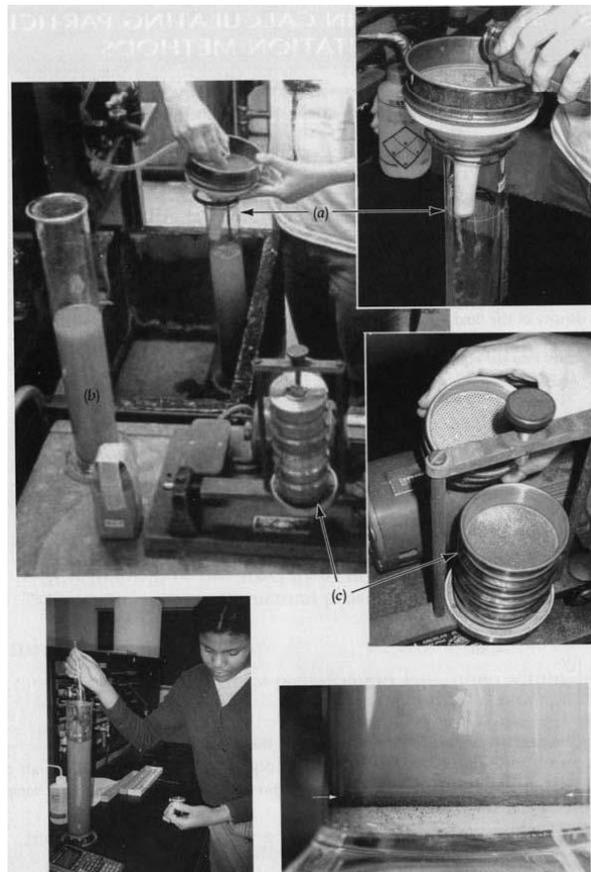


FIGURA 1.8 A análise do tamanho das partículas envolve a separação de uma amostra de solo em suas partículas primárias e posterior determinação da proporção de cada fração. A amostra de solo é inicialmente tratada para remover a matéria orgânica e posteriormente dispersa em água. No método da pipeta, a suspensão de solo primeiro é peneirada para separar a fração areia utilizando uma peneira de 0,05 mm de abertura; as frações silte e argila são coletadas num cilindro de sedimentação (a). A suspensão de silte e argila é agitada e deixada em processo de sedimentação (b). O conteúdo de argila é determinado de uma amostra extraída da suspensão com uma pipeta a uma determinada profundidade depois de transcorrido o tempo de decantação calculado pela lei de Stokes. A areia coletada na peneira é secada e logo fracionada em outras peneiras com aberturas correspondentes a areia grossa, média fina e muito fina. Alternativamente, no método do hidrômetro, a amostra dispersada é colocada numa proveta e um hidrômetro é usado para determinar o peso das partículas que permanecem em suspensão após diferentes tempos de sedimentação (d). (Foto cortesia de R. Weil).

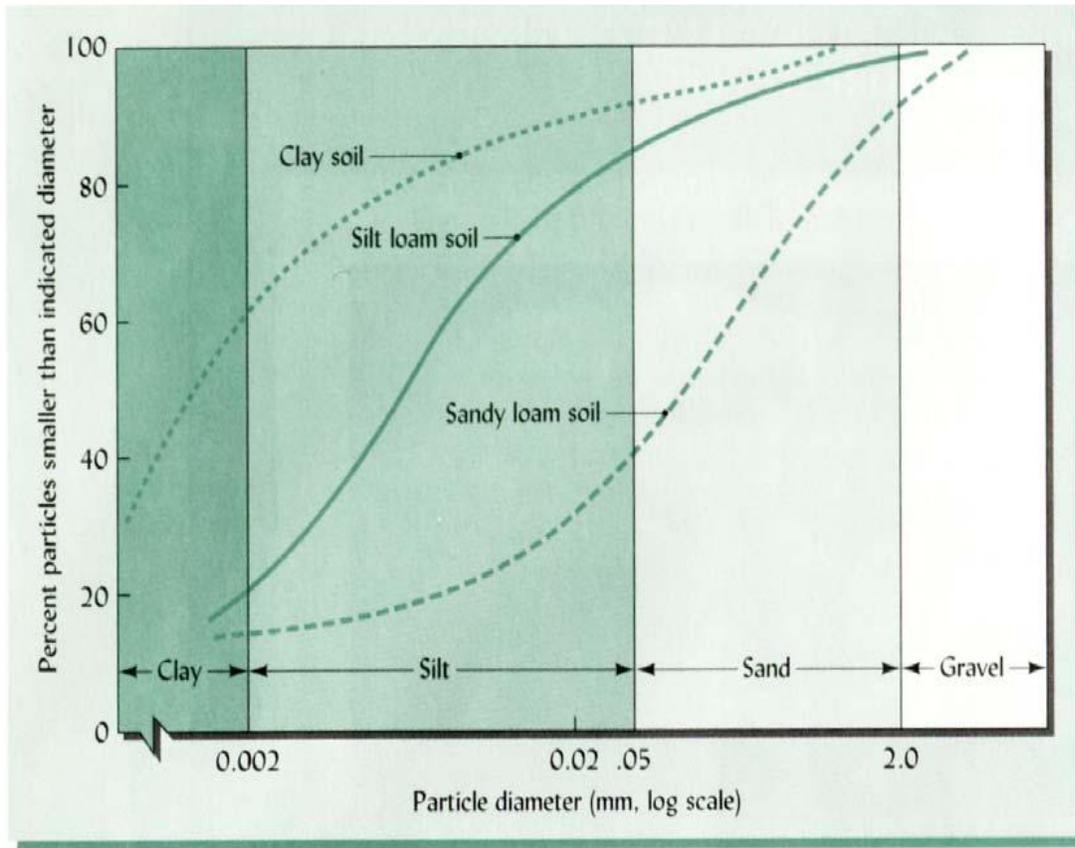


FIGURA 1.9 Distribuição do tamanho de partículas de três solos com ampla variação de textura. Note que há uma transição gradual na distribuição do tamanho de partículas em cada um destes solos.

QUADRO 1.3 LEI DE STOKES E O CÁLCULO DO DIÂMETRO DE PARTÍCULAS PELO MÉTODO DA SEDIMENTAÇÃO

A dedução da Lei de Stokes mostra que a velocidade (V) de uma partícula em sedimentação através de um fluido é diretamente proporcional à aceleração da gravidade (g), à diferença entre a densidade de partículas e a densidade do fluido ($D_p - D_f$) e ao quadrado do diâmetro de partículas efetivo* (d^2). A velocidade de deposição é inversamente proporcional à viscosidade do fluido η . Como velocidade é igual à distância (h) sobre tempo (t), pode-se escrever a Lei de Stokes da seguinte maneira:

$$V = \frac{h}{t} = \frac{d^2 g (D_p - D_f)}{18\eta}$$

na qual: g = aceleração da gravidade = 9,81 Newton por quilograma (9,81 N/kg);
 η = viscosidade da água a 20 °C = 1/1000 Newton-segundos por m² (10⁻³ Ns/m²);
 D_p = densidade das partículas sólidas, para muitos solos = 2,65 x 10³ kg/m³;
 D_f = densidade do fluido (água) = 1,0 x 10³ kg/m³;

Substituindo esses valores na equação, podemos escrever:

$$\begin{aligned} v = \frac{h}{t} &= \frac{d^2 \times 9,81 \text{ N/Kg} \times (2,65 \times 10^3 \text{ Kg/m}^3 - 1,0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3)}{18 \times 10^3 \text{ Ns/m}^2} \\ &= \frac{9,81 \text{ N/Kg} \times 1,65 \times (10^3 \text{ kg/m}^3)}{18 \times 10^3 \text{ Ns/m}^2} \times d^2 \\ &= \frac{16,19 \times 10^3 \text{ N/m}^3}{0,018 \text{ Ns/m}^2} \times d^2 \qquad = \frac{9 \times 10^5}{sm} \times d = k \times d^2 \end{aligned}$$

$$\text{na qual: } k = \frac{9 \times 10^5}{sm}$$

Note que $V = kd^2$ é a fórmula simplificada mostrada no texto.

Considerando solo em suspensão em um recipiente com 0,1 m (10 cm) de profundidade. Pode-se calcular o tempo de sedimentação necessário para que haja apenas partículas de argila em suspensão.

Estabelecendo-se: $h = 0,1 \text{ m}$
 $d = 2 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ (0,002 mm, menores partículas de silte)

Colocando-se t em evidência:

$$\frac{h}{t} = d^2 k \Rightarrow \frac{t}{h} = \frac{1}{d^2 k} \Rightarrow t = \frac{h}{d^2 k}$$

$$\text{Assim: } t = \frac{0,1 \text{ m}}{(2 \times 10^{-6} \text{ m})^2 \times 9 \times 10^5 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}} \Rightarrow t = 27.777 \text{ segundos} = 463 \text{ minutos} = 7,72 \text{ horas}$$

Para partículas de areia mais grosseiras ($d = 0,05 \text{ mm}$), o tempo de sedimentação seria de apenas 44 segundos.

* A Lei de Stokes aplica-se a partículas lisas e arredondadas. Como a maioria das partículas do solo não são lisas nem arredondadas, as técnicas de sedimentação indicam os diâmetros *efetivos*, não necessariamente o diâmetro real das partículas do solo.

1.3 Estrutura dos Solos Minerais

O termo estrutura refere-se ao arranjo das partículas primárias do solo em agregados ou unidades estruturais. A disposição dos poros e agregados, definida pela estrutura do solo, possui grande influência sobre movimento de água, transferência de calor, aeração e porosidade. Desmatamento, aração, cultivo, tráfego, drenagem, calagem e adição de material orgânico, são exemplos de práticas que afetam diretamente a estrutura do solo, principalmente nos horizontes superficiais.

Os processos envolvidos na formação, estabilidade e manejo da estrutura do solo serão discutidos nas seções 1.6 e 1.7.

Tipos de Estrutura

Diferentes tipos de unidades estruturais ocorrem nos solos, muitas vezes esta diferenciação é observada entre horizontes de um mesmo perfil de solo. A estrutura do solo é classificada de acordo com a forma, o tamanho e o grau de desenvolvimento das unidades estruturais. Os quatro principais tipos de estrutura do solo são: granular ou esferoidal, laminar, prismática e em blocos. Estes tipos de estrutura (e alguns subtipos) são mostrados na Figura 1.10 e descritos a seguir.

Esferoidal -Estrutura granular consistindo de unidades estruturais esferoidais ou grânulos livres em um arranjo pouco compacto (Figura 1.10a). Quando estas unidades estruturais são muito porosas, são denominadas grumos (crumb). Os grânulos normalmente variam de <1 a >10 milímetros em diâmetro. Estruturas granular e em grumos são características de horizontes superficiais (horizonte A), particularmente aqueles com alto teor de matéria orgânica. Consequentemente, são os principais tipos de estrutura afetados pelo manejo. Ocorrem principalmente em solos de pastagem e em solos com atividade de macrorganismos (minhocas, etc.).

Laminar -Estrutura achatada, caracterizada por unidades estruturais ou placas horizontais relativamente finas, que pode ser encontrada tanto nos horizontes superficiais como subsuperficiais. Na maioria dos casos, este tipo de estrutura é originada nos processos de formação do solo. Entretanto, ao contrário de outros tipos de estrutura, a estrutura laminar também pode ser herdada do material de origem do solo, especialmente aqueles depositados por água ou gelo. Em alguns casos, a compactação em solos argilosos por máquinas pesadas, pode ocasionar este tipo de estrutura. (Figura 1.10b).

Blocos – Unidades estruturais em forma de blocos são irregulares e poliédricas, (Figura 1.11) e variam de 5 a 50 mm de comprimento. Os blocos não são formados individualmente, mas em conjunto com blocos adjacentes. Quando as unidades estruturais apresentam faces planas e ângulos agudos na maioria dos vértices são chamados blocos angulares (Figura 1.10c). Quando as unidades estruturais apresentam mistura de faces arredondadas e planas com muitos vértices arredondados, são chamados blocos subangulares (Figura 1.10d). Estes tipos de estrutura são normalmente encontrados no horizonte B, onde promovem boa drenagem, aeração e penetração radicular.

Prismática -Estruturas colunar e prismática são caracterizadas por unidades estruturais semelhantes a prismas ou pilares, que variam em comprimento entre diferentes tipos de solos e podem ter diâmetro de 150 mm ou mais. Estrutura colunar (Figura 1.10e), a qual possui colunas com parte superior arredondada, é muito comum em subsolos com alto teor de sódio (ex. Horizontes Nátricos). Quando a parte superior dos prismas é angular e horizontalmente plana, a estrutura é chamada prismática (Figura 1.10f). Estes tipos de estruturas são normalmente associados a argilas expansivas e comumente ocorrem em horizontes subsuperficiais de regiões áridas e semi-áridas. Quando bem desenvolvidas estas estruturas são características do perfil. Em regiões úmidas, a estrutura prismática muitas vezes ocorre em solos mal drenados e em fragipans. Os fragipans tipicamente apresentam prismas com 200 a 300 mm de diâmetro.

² O termo crumb não é mais uma nomenclatura oficial do USDA.

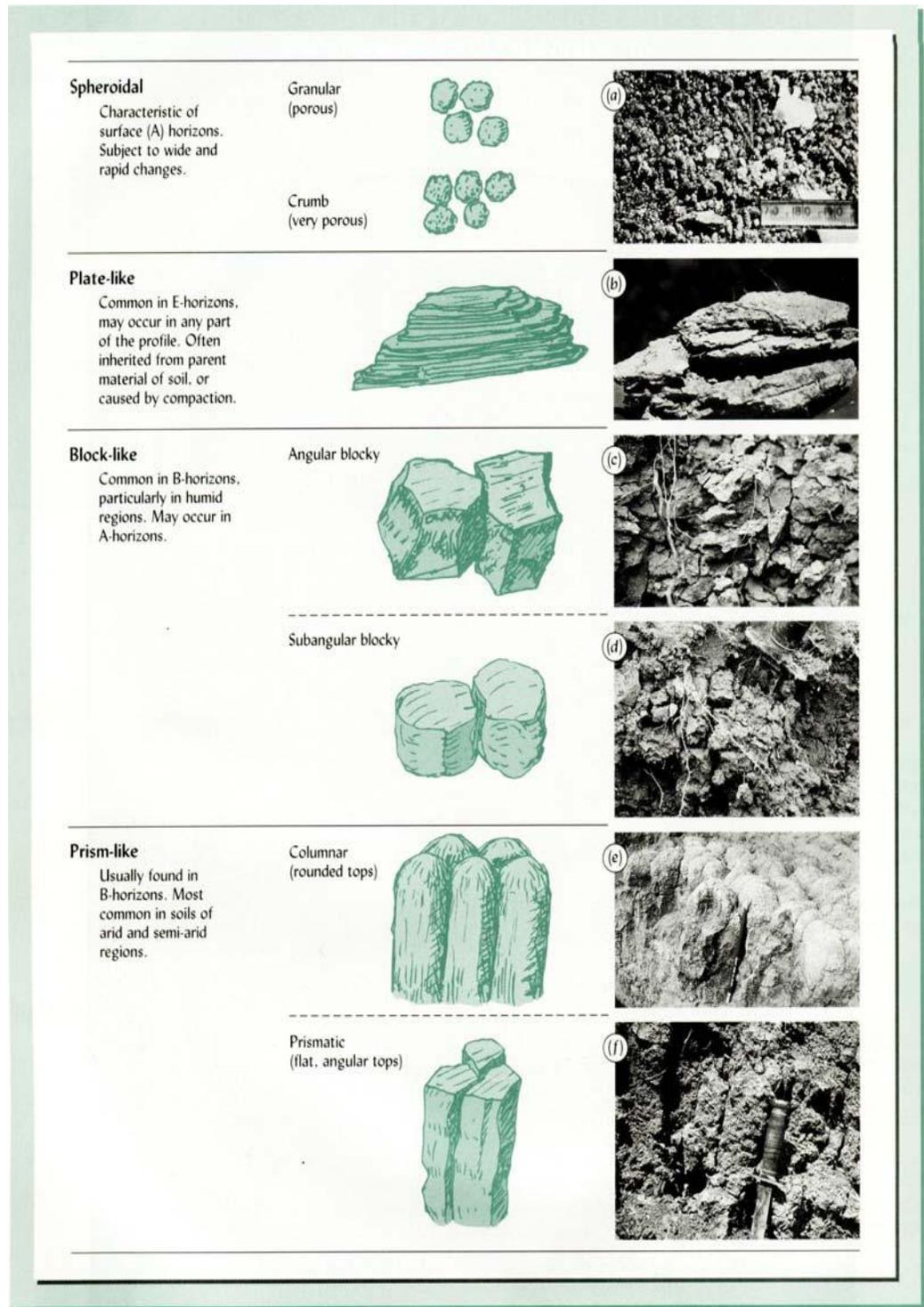


FIGURA 1.10 Diferentes tipos de estrutura de solos minerais e sua localização no perfil. Os desenhos ilustram suas características essenciais e as fotos indicam como aparecem no campo. Para comparação, observe o lápis (15 cm de comprimento) em (e) e a faca (lâmina de 3 cm de largura) em (d) e (f). (foto (e) cortesia de J. L. Arndt, restantes cortesia de R. Weil).



FIGURA 1.11 Estrutura forte, média com blocos angulares no horizonte B de um Alfisol (Ustalf) em uma região semi-árida. A faca é mostrada separando uma unidade estrutural (bloco). Observe os filmes de argila iluvial, de coloração clara, que definem e unem as unidades estruturais (Foto cortesia de R. Weil).

Descrição da Estrutura do Solo no Campo

Na descrição da estrutura do solo, não é observada somente a forma das unidades estruturais, mas também o tamanho (pequeno, médio ou grande) e grau de desenvolvimento (forte, moderado, ou fraco). Por exemplo, o horizonte do solo mostrado na Figura 1.10d pode ser descrito como “fraco, pequeno com blocos subangulares”. Geralmente, a estrutura do solo é facilmente observada quando o solo está relativamente seco. Quando úmidas, as unidades estruturais podem expandir e unir-se às demais, tornando mais difícil a diferenciação dos agregados individuais. O arranjo estrutural das partículas e o espaço poroso entre unidades estruturais influenciam a densidade, um aspecto da arquitetura do solo que será examinado em detalhes a seguir.

1.4 Densidade de partículas e Densidade do solo

Densidade de Partículas

A densidade de partículas D_p é definida como a massa por unidade de volume de sólidos do solo (ao contrário do volume do solo, que inclui o espaço poroso). Assim, se 1 metro cúbico (m^3) de sólidos do solo pesa 2,6 megagramas (Mg), a densidade de partículas será de $2,6 \text{ Mg m}^{-3}$ (ou 2,6 gramas por centímetro cúbico³).

A densidade de partículas é basicamente o mesmo que massa específica de uma substância sólida. A composição química e estrutura cristalina de um mineral determinam sua densidade de partículas. A densidade de partículas não é afetada pelo espaço poroso, e conseqüentemente não está relacionada com o tamanho ou o arranjo das partículas (estrutura do solo).

³ Como $1 \text{ Mg} = 1 \text{ milhão de gramas}$ e $1 \text{ m}^3 = 1 \text{ milhão de centímetros cúbicos}$, $1 \text{ Mg m}^{-3} = 1 \text{ g cm}^{-3}$.

Para a maioria dos solos minerais a densidade de partículas varia de 2,60 a 2,75 Mg m⁻³, o que se deve à predominância de minerais como quartzo, feldspato, mica e colóides silicatados que possuem densidades dentro desta faixa. Para cálculos em geral, considerando a camada arável (1 a 5% de matéria orgânica), caso a densidade de partículas real não seja conhecida, assume-se uma densidade de aproximadamente 2,65 Mg m⁻³.

A densidade de partículas de 2,65 Mg m⁻³ deverá ser corrigida para certos tipos de solos. Solos com predominância de minerais de alta densidade (magnetita, zircônio, turmalina e hornblenda) podem apresentar densidades de partículas superiores a 3,0 Mg m⁻³. Matéria orgânica, com uma densidade de partículas de 0,9 a 1,3 Mg m⁻³, é muito menos densa que solos minerais. Solos minerais superficiais com alto teor de matéria orgânica (15 a 20%) podem apresentar densidade de partículas menor que 2,4 Mg m⁻³. Solos orgânicos (Histosols) possuem densidade de partículas entre 1,1 e 2,0 Mg/m³.

Densidade do Solo

A densidade do solo D_s é definida como a massa por unidade de volume de solo seco. Este volume inclui partículas sólidas e o espaço poroso do solo. A Figura 1.12 evidencia a distinção entre densidade de partículas e densidade do solo. Para cálculo da densidade de partículas e densidade do solo considera-se somente a massa de sólidos do solo, excluindo a massa de água presente.

Existem diversos métodos para determinação da densidade do solo baseados na obtenção de um volume conhecido de solo, secando-o para remoção da água, e obtendo-se sua massa seca⁴. Através de um equipamento especial de amostragem (Figura 1.13) obtém-se uma amostra indeformada e de volume conhecido. Para camadas superficiais, talvez o método mais simples seja cavar um pequeno buraco, coletar todo o solo escavado e impermeabilizar o buraco com um filme plástico e preenchê-lo completamente com um volume conhecido de água. Outro método envolve a impermeabilização de um torrão de solo. O volume do torrão é determinado pelo volume deslocado quando o mesmo é suspenso em água.

Fatores que Afetam a Densidade do Solo

Solos com maior proporção de espaço poroso em relação ao volume de sólidos possuem menor densidade que solos mais compactados e com menor espaço poroso. Conseqüentemente, qualquer fator que influencie o espaço poroso afetará a densidade do solo. A amplitude de variação da densidade para diversos tipos de solos e condições é ilustrada na Figura 1.14.

Efeito da textura do solo – Como ilustrado na Figura 1.14, solos de textura fina como franco siltosos, argilosos e franco argilosos, geralmente possuem menor densidade em relação a solos arenosos⁵. Isto ocorre porque as partículas dos solos com textura fina tendem a organizar-se em unidades estruturais porosas, principalmente se o solo possui um teor de matéria orgânica adequado. Nestes solos, além do espaço poroso entre os agregados, existe o espaço ocupado por poros internos aos agregados. Esta condição garante um alto espaço poroso total e baixa densidade do solo. Em solos arenosos, entretanto, o conteúdo de matéria orgânica é geralmente baixo, as partículas sólidas estão menos predispostas a formarem agregados e a densidade do solo é normalmente mais alta que em solos de textura mais fina. A Figura 1.15 ilustra que, quantidades similares de macroporos estão presentes em solos arenosos e em solos de textura fina, mas os solos arenosos possuem poucos poros internos em suas partículas e deste modo apresentam menor porosidade total.

⁴ Um método instrumental que mede a resistência do solo à passagem de raios gama é usado nas pesquisas com solos, mas não é discutido aqui.⁵ Os solos arenosos comumente são chamados de solos “leves”, enquanto os argilosos e franco argilosos são chamados de solos “pesados”. Os termos pesado e leve, neste contexto, não se referem à massa por

unidade de volume de solo, mas a dificuldade de manejo com implementos – a argila, pela sua pegajosidade, oferece maior dificuldade ao preparo.

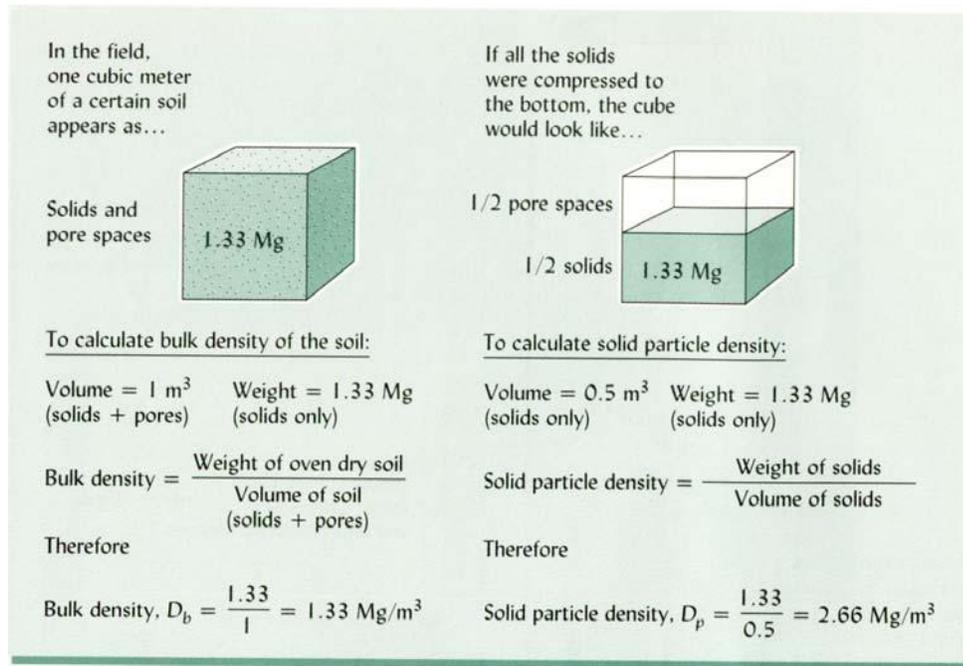


FIGURA 1.12 Densidade do solo D_s e densidade de partículas D_p . Densidade do solo é a massa de sólidos em um volume conhecido de solo (sólidos mais espaço poroso ocupado por ar e água). Densidade de partículas é a massa de sólidos em um volume conhecido de partículas sólidas. Uma análise cuidadosa dos cálculos propostos esclarece a diferença entre os termos utilizados. Neste caso particular a densidade do solo é a metade da densidade de partículas, e o volume ocupado por poros é de 50 %.

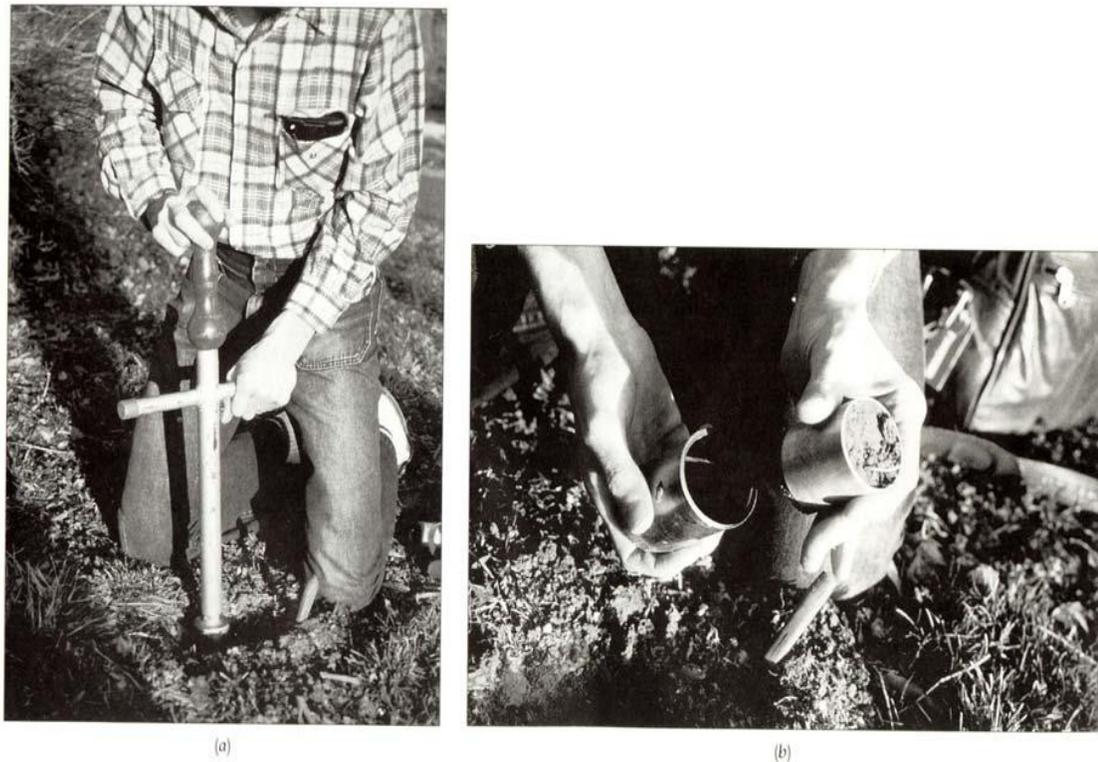


FIGURA 1.13 Um amostrador especialmente projetado para retirar um volume indeformado de solo, ou seja, sem causar distúrbios ou compactação (a). O amostrador contém um cilindro interno que é conduzido através do solo por meio de impactos de um martelo. O cilindro interno (b), contendo uma amostra indeformada de solo, é removido e o excesso de solo retirado com uma faca de modo que o solo ocupe apenas o volume interno do cilindro, conhecendo-se assim seu volume através do diâmetro e altura do cilindro. O peso das amostras é determinado após a secagem em estufa.

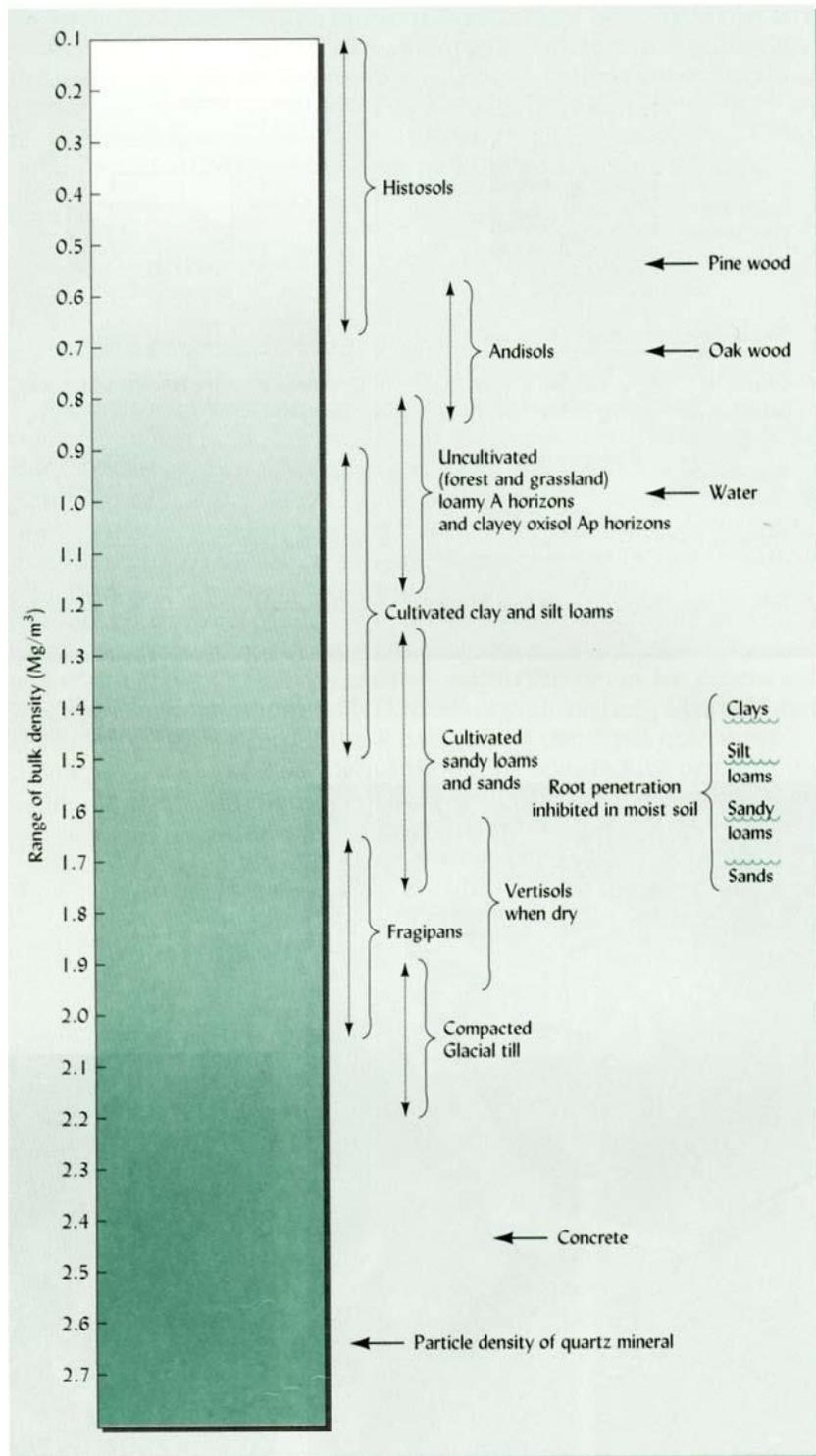


FIGURA 1.14 Densidade de vários tipos de solos e outros materiais.

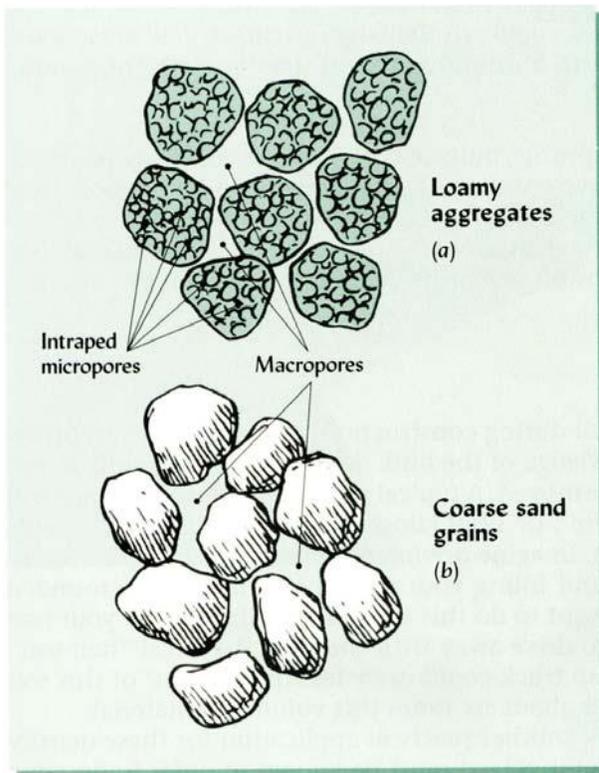


FIGURA 1.15 Comparação entre solos arenosos e argilosos mostrando as quantidades de macroporos e microporos presentes em cada um deles. Em solos arenosos o espaço ocupado por poros é menor que nos argilosos, devido ao fato que os solos argilosos possuem um grande número de microporos internos em seus agregados (a), as partículas de areia (b) embora similares em tamanho aos agregados de argila não contém poros em seu interior. Por esta razão solos superficiais, com textura grosseira são normalmente mais densos que os de textura fina.

Solos arenosos geralmente possuem alta densidade, afetada pelo arranjo das partículas (Figura 1.16). Em solos pouco compactados as partículas preenchem em torno de 52 % do volume total, enquanto nos mais compactados podem preencher até 75 % do volume⁸. A densidade do solo é menor se as partículas de areia forem uniformes em tamanho, uma mistura de diferentes tamanhos de partículas tende a possuir alta densidade. Neste caso, partículas menores preenchem parcialmente os espaços entre partículas maiores. Solos mais densos são aqueles caracterizados por uma mistura de diferentes frações de areia em um arranjo firmemente compactado.

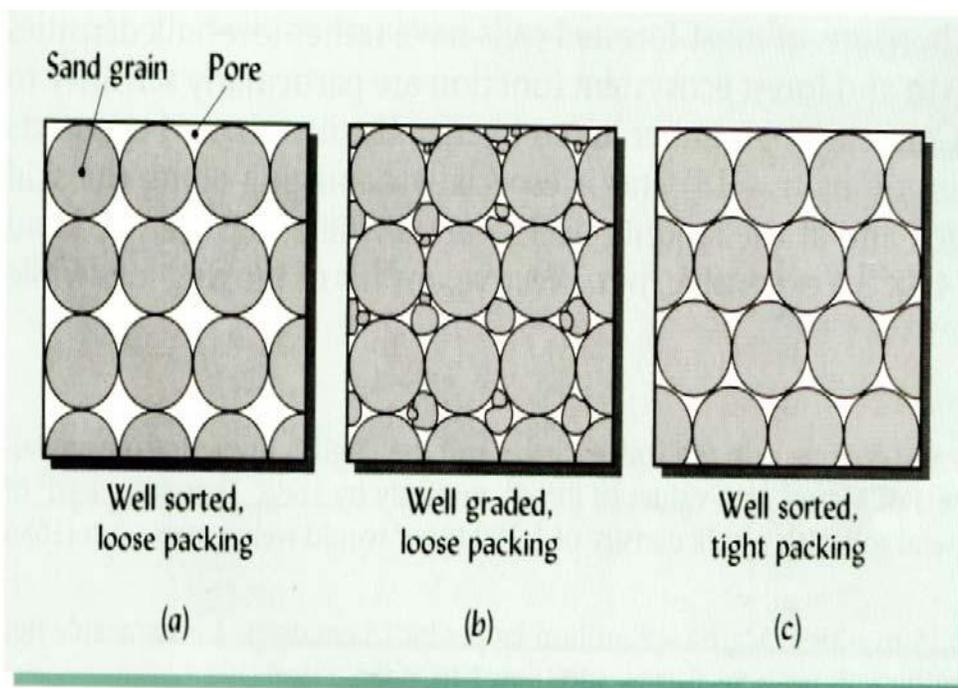


FIGURA 1.16 A uniformidade das partículas de areia e o grau de compactação (arranjo das partículas) afetam significativamente a densidade de solos arenosos. A compactação das partículas aumenta a densidade do solo e diminui sua porosidade.

Profundidade no perfil do solo - A densidade do solo tende a aumentar com o aumento da profundidade no perfil, isto se deve, provavelmente, ao menor teor de matéria orgânica, menor agregação, pouca quantidade de raízes e compactação causada pela massa das camadas superiores. Subsolos muito compactos podem apresentar densidade de $2,0 \text{ Mg m}^{-3}$ ou superior. Muitos solos formados no período glacial possuem subsolos extremamente densos, como resultado da compactação sofrida pela enorme massa de gelo que existiu em tal período.

Importância da Densidade do Solo

Para engenheiros envolvidos na movimentação de solo durante a execução de obras, ou para arquitetos que precisam calcular cargas de solo para planejamento e cobertura de áreas ou jardins, o conhecimento da densidade de diferentes tipos de solos é de grande utilidade para cálculo da massa de solo a ser movimentada. Um solo mineral típico de textura média possui densidade em torno de $1,25 \text{ Mg m}^{-3}$ ou 1250 quilogramas em um metro cúbico⁹. O quão pesado o solo realmente é geralmente surpreende as pessoas.

Imagine-se dirigindo sua caminhonete para um local onde solo é vendido por volume e enchendo sua carroceria. Claro que você não gostaria realmente de fazê-lo, pois isto provavelmente quebraria o eixo traseiro de seu veículo. A capacidade de carga normalmente encontrada nas caminhonetes, de meia tonelada (1000 lb ou 454 kg) poderia suportar apenas $0,4 \text{ m}^3$ de solo embora em volume a capacidade da carroceria seja em torno de seis vezes maior.

O planejamento de jardins em coberturas oferece outra aplicação prática para valores de densidade. Neste caso, a massa de solo envolvida deve ser conhecida para que se possa projetar uma estrutura suficientemente forte para suportá-la. Pode-se optar por cultivar apenas gramado e outras plantas de raízes superficiais, assim uma camada relativamente pequena de solo pode ser utilizada (algo em torno de 30 cm) o que faria com que a massa de solo não fosse tão elevada. Também é viável restringir os gastos com reforço de estrutura empregando-se solo com baixa densidade e conseqüentemente com menor massa. Entretanto, se o suporte das raízes de árvores e outras plantas é um ponto importante a ser considerado, solos com densidades muito baixas como turfosos ou misturas de perlita/solo não seriam adequados.

A massa de solo em 1 ha da camada arável (15 cm) pode ser calculada conhecendo-se sua densidade. Se tomarmos a densidade de $1,3 \text{ Mg m}^{-3}$ a massa de solo existente em 1 ha será de aproximadamente 2 milhões de kg^{10} . O conhecimento da massa de solo em um hectare é muito útil para cálculos de calagem, adubação e taxas de mineralização da matéria orgânica. No entanto, esta massa deve ser corrigida para densidades diferentes de $1,3 \text{ Mg m}^{-3}$ ou se a profundidade considerada for superior ou inferior a 15 cm.

Práticas de Manejo Afetando a Densidade do Solo

Mudanças na densidade do solo são facilmente medidas e podem ser um indicador de alterações na qualidade do solo e no funcionamento do ecossistema. Aumentos na densidade geralmente implicam em diminuição na qualidade do solo para crescimento radicular, redução da aeração e mudanças indesejáveis no comportamento da água no solo, como redução da infiltração.

Solos de floresta - Horizontes superficiais da maioria dos solos de floresta possuem densidades muito baixas (Figura 1.14). O crescimento de árvores e o ecossistema florestal são particularmente sensíveis a aumentos na densidade. O cultivo convencional de madeira geralmente causa distúrbios e compacta 20 a 40 % da camada superficial da área utilizada (Figura 1.17) e é especialmente prejudicial nos carreadores onde toras são arrastadas e locais onde são empilhadas e carregadas em caminhões (Tabela 1.3). Um sistema eficiente, porém de alto custo de se minimizar a compactação e degradação de solos de floresta é o uso de cabos suspensos.

⁸ Se assumirmos que a densidade partículas constituídas de quartzo é de $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$, então a faixa correspondente de densidade de um solo arenoso pouco compactado seria de $1,38$ a $1,99 \text{ Mg m}^{-3}$ ($0,52 \times 2,65 = 1,38$ e $0,75 \times 2,65 = 1,99$) não muito diferente da faixa realmente encontrada em solos muito arenosos.

⁹ A maioria dos arquitetos e engenheiros dos Estados Unidos da América ainda utilizam unidades inglesas. Para converter valores de densidade do solo dados em Mg m^{-3} para lb yd^{-3} multiplica-se por 1686. Então 1 yd^3 de um típico

solo mineral de textura média com a densidade de $1,25 \text{ Mg m}^{-3}$ pesaria mais de 1 tonelada ($1686 \times 1,25 = 2108 \text{ lb yd}^3$)

Acampanamentos e trilhas em solos de floresta podem causar degradação da estrutura, pelo aumento da densidade, ocasionado pelo intenso tráfego de pessoas (Figura 1.18). Uma consequência importante do aumento da densidade é a diminuição da capacidade de infiltração de água no solo, aumentando o escoamento superficial. Os danos podem ser minimizados restringindo o tráfego a trilhas previamente planejadas e demarcadas que podem incluir uma camada de serragem, ou até mesmo passarelas, no caso de áreas intensamente trafegadas sobre solos frágeis, como várzeas.

Árvores plantadas em solos compactados podem apresentar falhas no crescimento, levando até mesmo à morte. Muitas práticas podem ser adotadas para melhoria do desenvolvimento radicular e crescimento da planta. Em algumas áreas florestais, no preparo do solo para replantio após o corte (principalmente em locais relativamente planos), são adotadas práticas convencionais de cultivo. Tais operações podem causar compactação e perda de matéria orgânica do solo.

Em alguns projetos paisagísticos urbanos, o plantio de árvores ocorre em solos muito compactados. Como não é possível modificar completamente a zona radicular, outras práticas podem ser adotadas tais como plantio em covas largas e profundas proporcionando uma camada de solo solto para o crescimento inicial da raiz e aplicação de uma camada de cobertura morta sobre a projeção da copa (não muito perto do tronco) promovendo aumento do crescimento radicular, principalmente próximo à superfície. O crescimento radicular pode ser facilitado cavando-se trincheiras preenchidas com solo solto e fertilizado, a partir da cova de plantio.

¹⁰ $10.000 \text{ m}^2 \text{ ha} \times 1,3 \text{ Mg m}^{-3} \times 0,15 \text{ m} = 1950 \text{ Mg ha} \cong 2 \text{ milhões de kg ha}$ a 15 cm de profundidade. Um valor similar no sistema inglês seria 2 milhões de libras por acre a 6 - 7 polegadas de profundidade.

Solos agrícolas – Apesar dos efeitos benéficos do cultivo à curto prazo, à longo prazo o cultivo intensivo, provoca aumento na densidade do solo, devido à diminuição do teor de matéria orgânica e degradação da estrutura. Estes efeitos podem ser observados na Tabela 1.3 que apresenta um estudo a longo prazo em diferentes locais, onde solos não cultivados foram comparados a áreas adjacentes sob cultivo, por períodos de 20 a 90 anos. Houve aumento da densidade do solo nas áreas sob cultivo. O efeito do cultivo pode ser minimizado adicionando resíduos culturais ou adubos orgânicos e realizando rotação com pastagens.



FIGURA 1.17 (a) Colheita convencional de madeira em uma floresta boreal em Alberta, Canadá e (b) danos resultantes aos horizontes superficiais do solo. Tal prática causa compactação significativa do solo, prejudicando o ecossistema por muitos anos.

TABELA 1.3 Efeitos da colheita de madeira na densidade de solos de floresta, a diferentes profundidades em dois Ultissolos (Georgia).

Observe os maiores valores de densidade no solo franco-arenoso e nas linhas de tráfego.

Profundidade do solo (cm)	Densidade do solo ($Mg\ m^{-3}$)		
	Antes da colheita	Após a colheita, no interior dos talhões	Após a colheita nas linhas de tráfego
Franco-arenoso			
0-8	1,25	1,50	1,47
8-15	1,40	1,55	1,71
15-23	1,54	1,61	1,81
23-30	1,58	1,62	1,77
Franco-argiloso			
0-8	1,16	1,36	1,52
8-15	1,39	1,49	1,67
15-23	1,51	1,51	1,66
23-30	1,49	1,46	1,61



FIGURA 1.17. Degradação causada pelo uso em solos sob floresta, pelo aumento da densidade e suas conseqüências na taxa de infiltração e escoamento superficial (setas brancas). Em acampamentos, a área degradada estende-se até aproximadamente 10 m da fogueira ou da barraca. No manejo de áreas recreativas deve-se procurar meios de proteger solos susceptíveis à compactação. A compactação destas áreas pode levar à morte da vegetação e aumento do processo erosivo.

Na agricultura moderna, máquinas pesadas, utilizadas para puxar implementos, aplicar corretivos ou fazer colheitas podem causar níveis de compactação limitantes à produção das culturas. Certos implementos de preparo como arado de aiveca e grade de disco, compactam o solo abaixo da sua profundidade de trabalho. O uso destes implementos ou o tráfego de máquinas pesadas pode formar uma camada compactada abaixo da camada arável, chamado **pé de grade** (plow pans or traffic pan) (Figura 1.19). Outros implementos de preparo como escarificadores e subsoladores, não compactam o solo abaixo da camada arável e, por isso, são usados para quebrar a camada compactada (ou pé de grade) e remove o solo com uma compactação mínima. Alguns tipos de arados com uma base pontiaguda (Figura 1.20) podem ser usados na subsolagem para quebrar camadas adensadas no subsolo, permitindo, deste modo, a penetração das raízes (Figura 1.21). Porém, em alguns solos, o efeito da subsolagem é temporário. O cultivo tende a reduzir a resistência do solo, tornando-o mais susceptível à compactação.

O tráfego é particularmente prejudicial em solos úmidos. Em solos úmidos, cargas pesadas, provocam compactação severa e profunda no perfil do solo. Para prevenir reduções na produtividade e rentabilidade decorrentes da compactação, o número de operações de preparo e tráfego de equipamentos pesados deve ser minimizado e escalonado para períodos em que o solo se encontre em uma umidade ideal para cultivo. No entanto, o tráfego em solos sob condições inadequadas de umidade é muitas vezes inevitável, principalmente na primavera e outono em regiões temperadas úmidas.

Outra medida para minimizar a compactação é restringir o tráfego a carregadores, evitando a compactação do restante da área (em até 90% ou mais). O sistema de tráfego controlado é amplamente utilizado na Europa, principalmente em solos argilosos. Este sistema pode ser adaptado para canteiros de hortaliças ou flores, estabelecendo-se linhas de tráfego entre as plantas. Estas linhas podem receber cobertura morta, serem gramadas ou cobertas com pedriscos.

Algumas práticas de manejo propõem a redução da compactação, pelo aumento da largura de pneus de máquinas pesadas, distribuindo o peso sobre uma maior área superficial de solo, reduzindo a força aplicada por unidade de área (Figura 1.22a). Pneus largos diminuem o efeito da compactação, mas aumentam a percentagem da superfície do solo que é pressionada. Em uma prática semelhante, adotada por jardineiros, tábuas de madeira são colocadas sobre o solo úmido na preparação de sementeiras, evitando a concentração do peso do corpo em poucos centímetros quadrados sob os pés (Figura 1.22b).

TABELA 1.3 Efeito da colheita florestal na densidade do solo para diferentes profundidades em dois Ultisols sob floresta na Georgia

Pneus de borracha skidders foram usados para a colheita dos troncos.

Nota-se, geralmente, alta densidade do solo nos solos com textura franco arenosa quando comparado com os de textura franco argilosa, e o maior efeito da colheita florestal foi na linha de tráfego.

<i>Profundidade do solo</i>	<i>Densidade do solo</i>		
	<i>Antes da colheita</i>	<i>Depois da colheita – fora da linha</i>	<i>Depois da linha – na linha de tráfego</i>
cm	Mg cm ³		
<i>Planície do litoral, franco arenosa</i>			
0-8	1,25	1,50	1,47
8-15	1,40	1,55	1,71
15-23	1,54	1,61	1,81
23-30	1,58	1,62	1,77
<i>Piedmont, franco argilosa</i>			
0-8	1,16	1,36	1,52
8-15	1,39	1,49	1,67
15-23	1,51	1,51	1,66
23-30	1,49	1,46	1,61

Dados retirados de Gren et al (1984, 1986). SSSAJ, 48:173-177, 50:443-446.

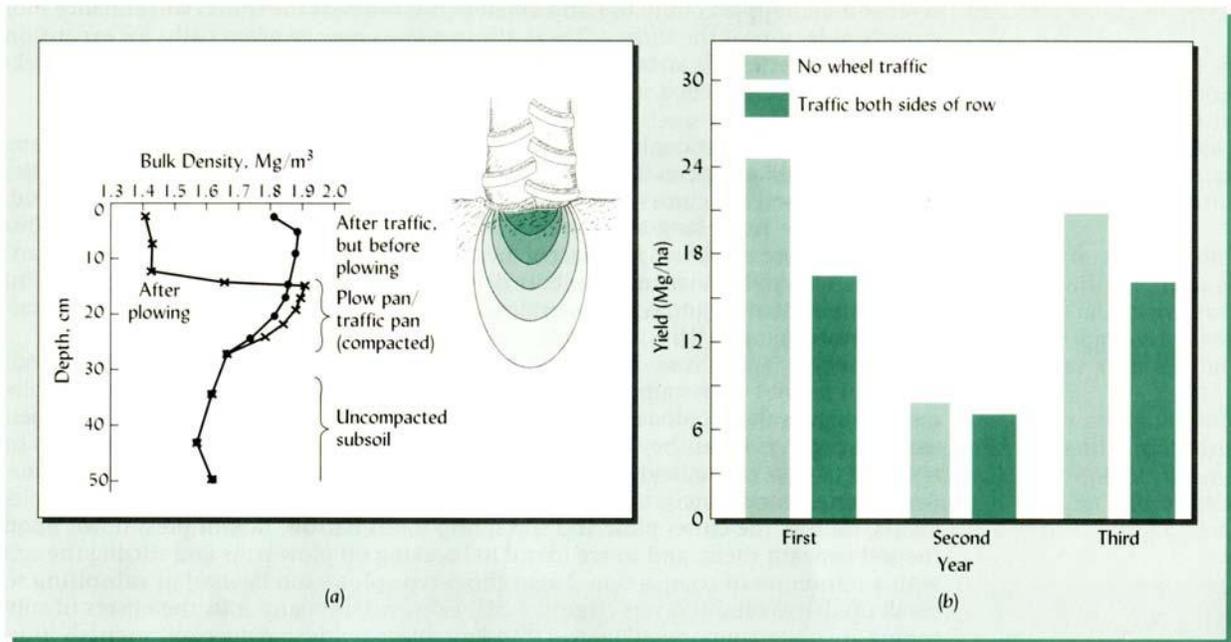


FIGURA 1.19 Tratores e outros equipamentos pesados compactam o solo a profundidades consideráveis, aumentando a densidade e reduzindo o crescimento e produção das culturas. Os efeitos são especialmente prejudiciais em solos úmidos. (a) Pneus de veículos pesados compactam um solo franco-arenoso até aproximadamente 30 cm, criando uma camada compactada. O cultivo causa descompactação temporária (camada arável), mas aumenta a compactação abaixo da camada arável. Densidades superiores a 1,8 g cm³ impediram a penetração das raízes de algodão neste caso. (b) A produção de batatas foi reduzida no segundo ano de cultivo em um solo franco-argiloso em Minnesota. Reduções da produção são normalmente mais severas em anos relativamente secos.

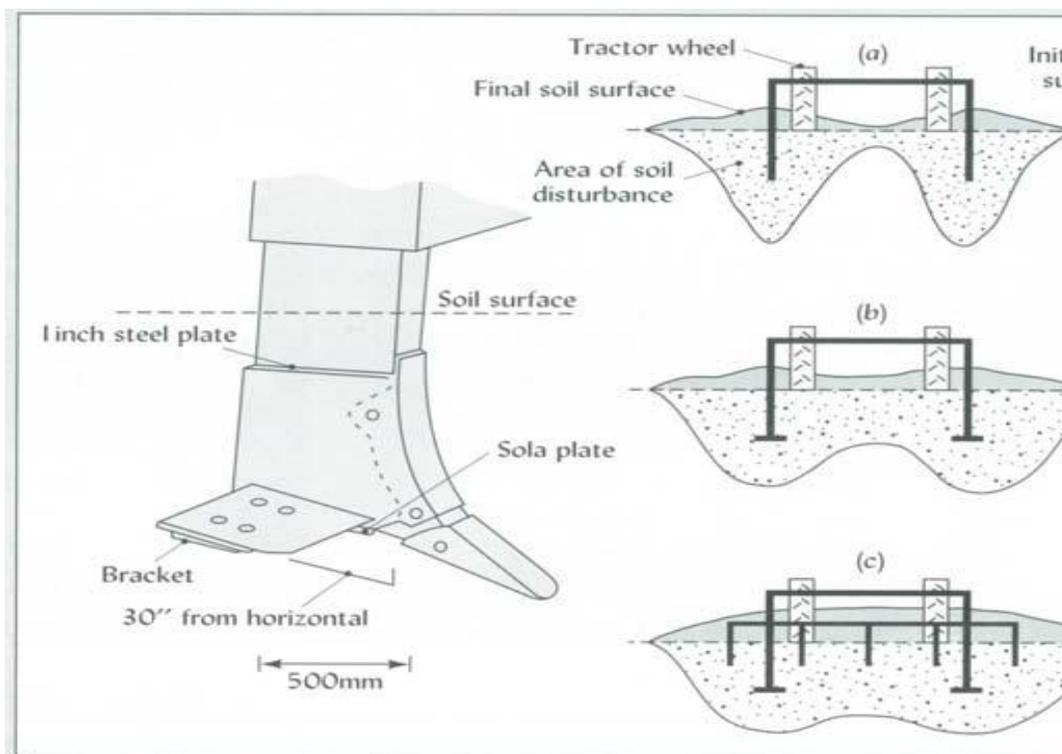


FIGURA 1.20 Na recuperação de solos severamente compactados como aqueles formados por veículos pesados durante construção e uso de aterro sanitário, é necessário muitas vezes quebrá-los mecanicamente para permitir o estabelecimento de árvores ou outra vegetação natural. Isto é comumente realizado pelo uso de um subsolador com hastes penetrantes como apresentado acima à esquerda. Estas hastes são arrastadas

triturando, desprendendo e suspendendo completamente o solo, resultando no rompimento da condição compacta. À direita, são apresentadas zonas de solo deturpadas segundo o uso de (a) um subsolador convencional com duas hastes verticais, mas sem pás, (b) equipada com duas hastes e acoplada a pás suspensas (como apresentado à esquerda), e (c) um subsolador com hastes mais rasas que desprendem a camada superficial do solo antes da passagem das linhas principais. Observe o aumento quantitativo de solo compactado deturpado pelo mais amplo tratamento. Subsoladores são também utilizados para desprender algumas camadas subsuperficiais muito coesas de Argilosos usados para fins agrícolas [Modificado de McRae (1999); uso com permissão de CRC Press, Boca Raton, Fla.]

Influência da Densidade do solo na resistência à penetração e Crescimento radicular

Altas densidades podem ocorrer naturalmente no perfil do solo (por exemplo, fragipan) ou podem ser decorrentes da compactação proveniente da ação humana. De qualquer modo, o crescimento radicular é inibido em solos excessivamente densos por diferentes razões, incluindo a resistência à penetração do solo, má aeração, redução do fluxo de água e nutrientes e acúmulo de gases tóxicos e exsudados radiculares.

As raízes penetram no solo através dos poros. Em poros muito pequenos, a raiz deve empurrar as partículas de solo aumentando assim o diâmetro do poro. Até certo ponto, o aumento da densidade do solo restringe o crescimento radicular à medida que a raiz encontra poros menores e em menor número. Porém, o crescimento radicular é também limitado pela resistência à penetração. Uma maneira de quantificar a resistência à penetração é medir a força requerida para penetração de uma haste com cone padronizado (penetrômetro). A compactação geralmente aumenta a densidade e a resistência à penetração do solo. Pelo menos dois fatores (relacionados à resistência à penetração) devem ser considerados na determinação do efeito de densidade do solo sobre a capacidade de penetração das raízes.

Efeito do conteúdo de água no solo - O conteúdo de água e a densidade do solo influenciam a resistência à penetração (Figura 1.23). A resistência à penetração aumenta com a compactação do solo à medida que o solo seca. Deste modo, o efeito da densidade no crescimento radicular é mais intenso em solos relativamente secos. Em solos úmidos, uma maior densidade é necessária para restringir a penetração radicular. Por exemplo, uma camada compactada pelo tráfego, com densidade de $1,6 \text{ Mg m}^{-3}$ pode restringir completamente a penetração radicular em solo muito seco e permitir a penetração radicular em solo úmido.

Efeito da textura do solo - Quanto maior o teor de argila no solo, menor será o tamanho dos poros e maior a resistência a penetração a uma dada densidade. Deste modo, a uma mesma densidade, as raízes podem penetrar mais facilmente em um solo arenoso úmido do que em um solo argiloso na mesma condição. O crescimento radicular em solos úmidos é geralmente limitado a densidades variando de $1,45 \text{ Mg m}^{-3}$ em solos argilosos a $1,85 \text{ Mg m}^{-3}$ em areia franca (Figura 1.14). Neste contexto, o crescimento de raízes foi provavelmente inibido devido a densidade do solo nas linhas de tráfego em ambos os solos ilustrados (Tabela 1.3).

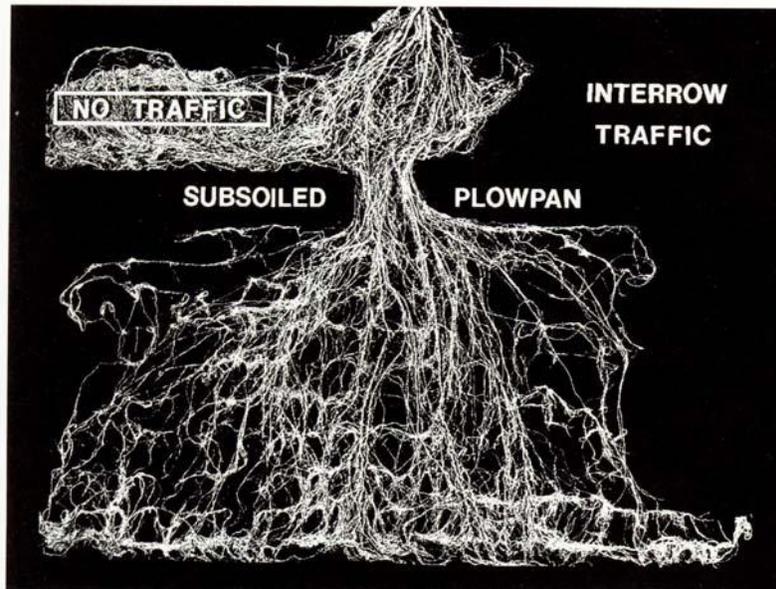


FIGURA 1.21 Distribuição radicular de uma planta de algodão. À direita, tráfego de trator e cultivo na entrelinha ocasionaram o aparecimento de uma camada compactada que restringiu o crescimento radicular. O melhor desenvolvimento de raízes se deu à esquerda, onde não havia ocorrido tráfego recente de máquinas agrícolas. As raízes penetraram no subsolo através de uma zona de solo mais solta criada pela subsolagem. (Cortesia USDA, Laboratório Nacional de Máquinas de Cultivo).



FIGURA 1.22 Um meio de reduzir a compactação do solo é distribuir o peso aplicado em uma maior área na superfície do solo. Como exemplo podemos citar o uso de máquinas com pneus largos para aplicação de corretivos no solo (esquerda) e a utilização de uma tábua de madeira sob os pés para preparação de canteiros (direita). (Fotos cortesia de R. Weil).

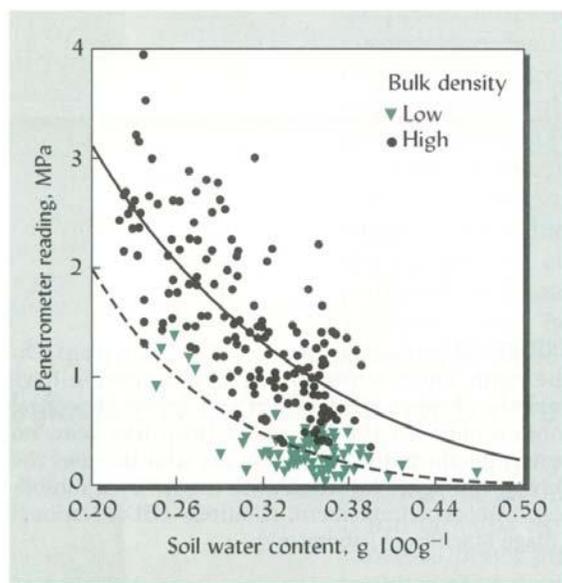


FIGURA 1.23 Ambos, conteúdo de água e densidade do solo afetam a resistência do solo como medido pelo penetrômetro de resistência. Os dados são para um horizonte Bt de textura argilosa de um solo da Virginia (Hapludults), que foi severamente compactado (densidade do solo 1,7 Mg/m³) ou não (densidade do solo 1,3 Mg/m³). Observe que a resistência do solo diminui com o aumento do conteúdo de água e é muito pouco considerada a densidade do solo quando o solo está aproximadamente saturado por água. [Dados não publicados de R. Gilker, R. Weil, e D. Krizek (2000) University of Maryland and USDA/ARS]

1.5 Espaço Poroso de Solos Minerais

Uma das principais razões para o conhecimento da densidade é o fato de que este valor pode ser utilizado no cálculo do espaço poroso do solo. Para solos com a mesma densidade de partículas, quanto menor a densidade do solo, maior a porcentagem de espaço poroso (porosidade total). O Quadro 1.4 mostra a dedução da fórmula que expressa tal relação.

Fatores que influenciam o Espaço Poroso Total

Para um solo “ideal” de textura média, com estrutura adequada e boas condições para o crescimento de plantas, aproximadamente 50 % do volume é ocupado por poros e deste espaço poroso, metade é ocupada por ar e metade por água. A porosidade total possui grande variação entre solos pelas mesmas razões que a densidade. A porosidade total varia de 25 % em subsolos compactados a mais de 60 % em solos superficiais agregados e com alto teor de matéria orgânica. O manejo do solo pode exercer uma influência decisiva na densidade e no espaço poroso do solo (ver Tabela 1.4). Resultados de diversos trabalhos mostram que o cultivo tende a diminuir o espaço poroso do solo. Esta redução é normalmente associada à diminuição no teor de matéria orgânica do solo e, conseqüentemente, a diminuição da agregação.

TABELA 1.4 Densidade do solo e espaço poroso de solos superficiais cultivados e não cultivados (incluindo um subsolo)

Em todos os casos, a densidade do solo aumentou e o espaço poroso diminuiu proporcionalmente.

Solo	Textura	Tempo de Cultivo anos	Densidade do Solo		Espaço Poroso	
			Solo Cultivado	Solo não Cultivado	Solo Cultivado	Solo não Cultivado
			----- Mg m ⁻³ -----		----- % -----	
Udalf (Pennsylvania)	Franco	58	1,25	1,07	50	57,2
Udoll (Iowa)	Franco siltoso	50+	1,13	0,93	56,2	62,7
Aqualf (Ohio)	Franco siltoso	40	1,31	1,05	50,5	60,3
Ustoll (Canadá)	Franco siltoso	90	1,30	1,04	50,9	60,8
Cambid (Canadá)	Argila	70	1,28	0,98	51,7	63,0
Cambid, subsolo (Canadá)	Argila	70	1,38	1,21	47,9	54,3
Média de 3 Ustalfs (Zimbabwe)	Argila	20-50	1,44	1,20	54,1	62,6
Média de 3 Ustalfs (Zimbabwe)	Franco arenoso	20-50	1,54	1,43	42,9	47,2

Dados de solos do Canadá de Tiessen, et al. (1982) e solos do Zimbabwe de Weil (não publicado) e outros solos Lyon et al. (1952).

Tamanho dos poros

Valores de densidade do solo determinam apenas a porosidade total. Os poros no solo possuem ampla variedade de tamanhos e formas e o tamanho determina sua função no solo (Figura 1.24) Os poros são classificados, de acordo com seu diâmetro em: macroporos, mesoporos, microporos, etc. (Tabela 1.5). Simplificando, podemos separar os poros em macroporos (> 0,08 mm) e microporos (< 0,08 mm).

Macroporos -Permitem livre movimentação de ar e condução de água durante o processo de infiltração. São grandes o suficiente para permitir o desenvolvimento do sistema radicular e abrigar organismos de menor tamanho que habitam o solo. A Figura 1.25 ilustra diferentes tipos de macroporos.

Os macroporos podem ocorrer como espaços entre partículas de areia em solos de textura grosseira. Deste modo, apesar dos solos arenosos possuírem baixa porosidade total, a predominância de macroporos permite um rápido movimento de água e ar.

Em solos bem estruturados, os macroporos são geralmente encontrados entre as unidades estruturais. Estes poros podem ocorrer como espaços entre os agregados ou como fissuras entre blocos e/ou prismas.

Macroporos criados por raízes, minhocas e outros organismos constituem um tipo muito importante de poros chamados bioporos. Os bioporos, normalmente, possuem formato tubular e podem ser contínuos, atingindo um metro de comprimento ou mais. Em alguns solos argilosos, os bioporos são a forma predominante de macroporos, facilitando o desenvolvimento radicular (Tabela 1.6). Vegetações perenes, como florestas e certas gramíneas, são particularmente eficientes na criação de bioporos, após a morte e decomposição das raízes.

Estrutura e textura influenciam as quantidades relativas de macroporos e microporos presentes no solo. A Figura 1.26 mostra que a diminuição do teor de matéria orgânica e aumento do conteúdo de argila que ocorre em profundidade em muitos perfis é associada ao aumento da quantidade de microporos.

Microporos – Ao contrário dos macroporos, os microporos geralmente são ocupados por água. Mesmo quando não preenchidos por água, seu tamanho reduzido não permite uma movimentação adequada do ar no solo. O movimento de água nos microporos é lento, e a maior parte da água retida nestes poros não está disponível para as plantas. Apesar do grande volume total de poros, solos de textura fina, especialmente aqueles sem estrutura estável, podem possuir predominância de microporos permitindo assim um lento movimento de água e ar.

A aeração, principalmente no subsolo, pode ser inadequada para um bom desenvolvimento radicular e atividade microbiológica. Enquanto os microporos de maior tamanho acomodam pêlos capilares e microorganismos, os de menor tamanho (também chamados de ultramicroporos e criptoporos) são muito pequenos para permitir até mesmo a entrada das menores bactérias. Entretanto, podem servir como abrigos nos quais compostos orgânicos podem permanecer intocáveis por séculos.

QUADRO 1.4 – CÁLCULO DA PERCENTAGEM DO ESPAÇO POROSO

A densidade do solo pode ser facilmente quantificada e a densidade de partículas, para a maioria dos solos com predominância de minerais silicatados, pode ser assumida como 2,65 Mg m⁻³. Medidas diretas do espaço poroso do solo requerem utilização de técnicas de alto custo e grande dispêndio de tempo. Deste modo, o espaço poroso pode ser mais facilmente calculado conhecendo-se a densidade do solo e densidade de partículas.

A dedução da fórmula para o cálculo da percentagem do espaço poroso é apresentada a seguir:

$$\begin{array}{ll} D_s = \text{densidade do solo, Mg m}^{-3} & V_s = \text{volume de sólidos, m}^3 \\ D_p = \text{densidade de partículas, Mg m}^{-3} & V_p = \text{volume de poros, m}^3 \\ M_s = \text{massa do solo, Mg} & V_s + V_p = \text{volume total do solo, m}^3 \end{array}$$

Por definição:

$$\frac{M_s}{V_s} = D_p \quad \text{e} \quad \frac{M_s}{V_s + V_p} = D_s$$

Isolando Ms:

$$M_s = D_p \times V_s \quad \text{e} \quad M_s = D_s (V_s + V_p)$$

Portanto:

$$D_p \times V_s = D_s (V_s + V_p) \quad \text{e} \quad \frac{V_s}{V_s + V_p} = \frac{D_s}{D_p}$$

Como:

$$\frac{V_s}{V_s + V_p} \times 100 = \% \text{ de sólidos} \quad \text{então:} \quad \% \text{ de sólidos} = \frac{D_s}{D_p} \times 100$$

Como a % de poros + % de sólidos = 100 e a % de poros = 100 - % de sólidos. Então:

$$\text{Espaço poroso (\%)} = 100 - \left(\frac{D_s}{D_p} \times 100 \right)$$

Exemplo:

Considerando o solo argiloso cultivado, localizado no Canadá (Cambid) apresentado na Tabela 1.3. A densidade do solo foi determinada como sendo 1,28 Mg m⁻³. Como a densidade de partículas não é conhecida assumiu-se o valor aproximado para a maioria dos solos compostos por minerais silicatados (2,65 Mg m⁻³). Calculou-se a percentagem do espaço poroso utilizando a fórmula apresentada anteriormente:

$$\text{Espaço poroso (\%)} = 100 - \left(\frac{1,28}{2,65} \times 100 \right) = 100 - 48,3 = 51,7$$

Para certos tipos de solos, não é adequado assumir uma densidade de partículas de 2,65 Mg m⁻³. Um solo com alto teor de matéria orgânica pode apresentar uma densidade de partículas menor que 2,65 Mg m⁻³. Do mesmo modo, um solo rico em óxidos de Fe pode apresentar uma densidade de partículas maior do que 2,65 Mg m⁻³, devido ao fato destes minerais apresentarem altas densidades de partículas (3,5 Mg m⁻³). Como exemplo, consideremos o solo argiloso do Zimbabwe (Ustalfs) descrito na Tabela 1.3. Este solo possui textura argilosa, coloração avermelhada e alto teor de óxidos de ferro. A densidade de partículas foi determinada como sendo 3,21 Mg m⁻³ (não mostrado na Tabela 1.3). Utilizando este valor e a densidade do solo da Tabela 1.3, pode-se calcular o espaço poroso (%) da seguinte maneira:

$$\text{Espaço poroso (\%)} = 100 - \left(\frac{1,20}{3,21} \times 100 \right) = 100 - 37,4 = 62,6$$

A alta percentagem de espaço poroso apresentada é um indicativo que este solo não está compactado e possui estrutura granular típica dos solos sob vegetação natural.

O tamanho dos poros e não seu volume total é o fator importante na drenagem, aeração e outros processos do solo. A estruturação e agregação de solos de textura fina melhoram a aeração não apenas pelo aumento do volume total, mas também pelo aumento da proporção de macroporos.

TABELA 1.5 Classificação dos poros do solo e algumas funções de cada classe

<i>Classes simplificadas</i>	<i>Classes¹</i>	<i>Diâmetro efetivo, mm</i>	<i>Características e funções</i>
Macroporos	Macroporos	0,08 – +5	Geralmente encontrados entre unidades estruturais; drenagem da água gravitacional; difusão de gases; tamanho suficiente para acomodar raízes e habitat de certos animais do solo.
Microporos ↓	Mesoporos	0,03-0,08	Retenção de água; movimento de água por capilaridade; habitat de fungos e raízes mais finas.
	Microporos	0,005-0,03	Geralmente encontrados dentro das unidades estruturais; retenção de água disponível às plantas e habitat da maioria das bactérias.
	Ultramicroporos	0,0001-0,005	Presentes em solos argilosos; retenção de água não disponível às plantas; seu tamanho exclui a maioria dos microrganismos.
	Criptoporos	< 0,0001	Seu tamanho exclui todos os microrganismos e moléculas de maior tamanho.

¹Classes e diâmetro de poros, citados por Brewer (1964), Soil Science Society of America (1996).

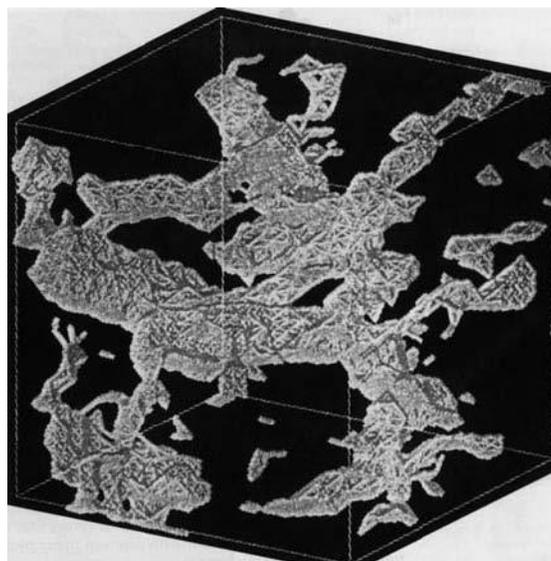


FIGURA 1.24 Representação tridimensional de uma rede de poros em um pequeno bloco de solo não deformado da França (borda de 2mm de comprimento). Os poros (cores claras) exibem grande variabilidade no tamanho e área. Observe que os tubos porosos são tortuosos e que nem todos estão conectados entre si, alguns estão isolados daqueles canais que podem conduzir água ou ar para dentro ou fora do solo. Isto sugere que diminutos volumes de água e ar podem estar aprisionados em certos bolsões, assim impedindo seu movimento ascendente ou descendente nos solos. (Imagem cortesia da Dr. Isabelle Consin, INRA Unité de Science du Sol-SESCPF Centre de Recherche d’Orléans Domaine de Limere, Ardon, France)

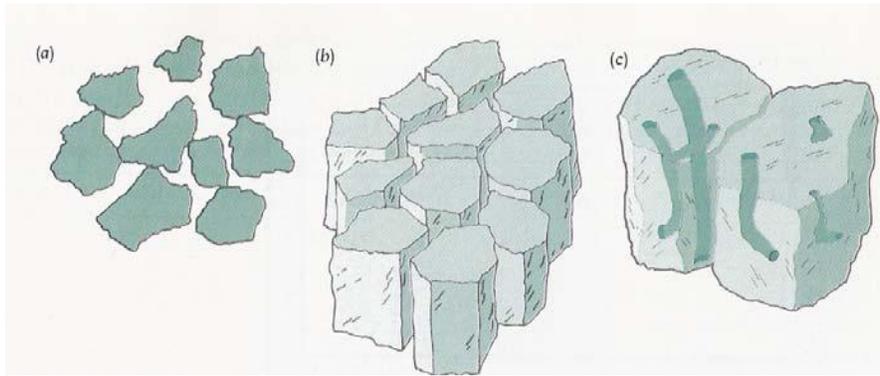


FIGURA 1.25 Diferentes tipos de poros do solo. (a) Muitos poros ocorrem como espaços deixados entre as partículas primárias do solo. O tamanho e forma desses espaços é dependente do tamanho e forma das partículas primárias de areia, silte e argila e de seu arranjo. (b) Em solos estruturados, os poros são encontrados entre as unidades estruturais. Estes poros podem ser planos, como fissuras entre unidades estruturais prismáticas, ou podem ser irregulares, como aqueles presentes entre agregados granulares. (c) Bioporos, são poros formados por organismos como minhocas, insetos e raízes de plantas, podendo ser longos e algumas vezes ramificados.

Cultivo e Tamanho de Poros

Cultivo contínuo, em solos originalmente com altos teores de matéria orgânica, normalmente resulta em redução da macroporosidade. Dados de um solo de textura fina do Texas (Tabela 1.7 e Figura 1.27) ilustram claramente este efeito. A gradagem reduz significativamente o conteúdo de matéria orgânica e o espaço poroso total. Mais relevante é o efeito do cultivo no tamanho dos poros do solo, a macroporosidade necessária às trocas gasosas, foi reduzida pela metade. Amostras retiradas a um metro de profundidade mostraram que a redução do tamanho de poros se estendeu no perfil.

TABELA 1.6 Distribuição de diferentes tamanhos de raízes de *Pinus* na matriz do solo e em bioporos na camada superficial em um Ultissolo (Carolina do Sul).

Os bioporos (canais radiculares) possuíam geralmente 1 a 5 cm de diâmetro e eram preenchidos com solo superficial solto e matéria orgânica em decomposição. Eles facilitaram a penetração radicular e possuíam melhor fertilidade e aeração do que a matriz do solo ao redor.

Tamanho das raízes, diâmetro	Número de raízes por m ² de solo		
	Matriz do solo	Bioporos	Aumento comparativo na densidade de raízes nos bioporos
Raízes finas <4 mm	211	3617	94
Médias 4-20 mm	20	361	95
Grandes >20 mm	3	155	98

Calculado de Parker e Van Lear (1996).

Atualmente, práticas de manejo conservacionista que minimizam o cultivo e outras manipulações do solo, têm sido adotadas. Devido ao acúmulo de matéria orgânica próximo à superfície do solo e o desenvolvimento de uma rede de canais (especialmente bioporos), alguns sistemas conservacionistas aumentam a macroporosidade nas camadas superficiais. Estes benefícios são particularmente observados em solos com grande atividade de minhocas, que produzem canais que permanecem inalterados na ausência de cultivo. Tais melhorias na porosidade nem sempre são observadas. Em alguns casos, uma menor quantidade de espaço poroso têm sido observada em solos sob cultivo conservacionista do que sob cultivo convencional, ocasionando problemas em solos com má drenagem interna.

TABELA 1.7 Efeito de 50 anos de cultivo contínuo sobre a macroporosidade e microporosidade de um Vertissolo de textura fina (Texas).

Comparado ao solo não perturbado, o solo cultivado apresentou menor macroporosidade e um aumento da microporosidade devida a destruição dos agregados, transformando os poros presentes entre as unidades estruturais em microporos. A diminuição da macroporosidade provavelmente é resultado da perda de matéria orgânica do solo.

Solo	Matéria Orgânica	Porosidade total	%		Densidade do solo $Mg\ m^{-3}$
			Macroporosidade	Microporosidade	
----- % -----					
<i>0-15 cm de profundidade</i>					
não perturbado	5,6	58,3	32,7	25,6	1,11
50 anos de cultivo	2,9	50,2	16	34,2	1,33
<i>15-30 cm de profundidade</i>					
não perturbado	4,2	56,1	27	29,1	1,16
50 anos de cultivo	2,8	50,7	14,7	36,0	1,31

Dados de Laws e Evans (1949).

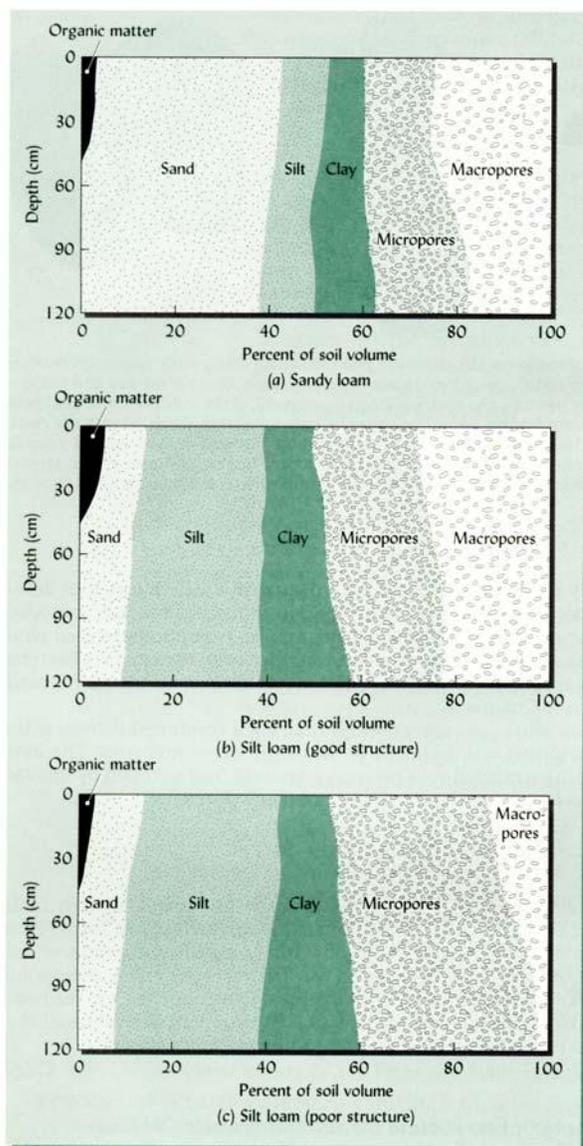


FIGURA 1.26 Distribuição de matéria orgânica, silte, argila, areia, macroporos e microporos em um solo franco-arenoso (a) e em dois solos franco-siltosos, com boa estruturação (b) e com má estruturação (c). Os solos franco-siltosos possuem maior espaço poroso total que o francoarenoso, porém, o solo franco-siltoso com má estruturação possui menor volume de macroporos que os outros solos. Observe que em maiores profundidades, nos solos franco-siltosos, cerca de um terço da fração mineral é composta por argila, o suficiente para caracterizá-los como franco argilosos.

1.6 Formação e Estabilização dos Agregados do Solo

A formação e manutenção de um alto grau de agregação do solo é uma das mais importantes e difíceis tarefas no manejo do solo. A formação de agregados na superfície provoca diminuição da densidade e aumento da macroporosidade do solo.

Alguns agregados são destruídos pelo impacto das gotas de chuva e pelo preparo do solo. Outros resistem à desintegração, tornando mais fácil a manutenção da estrutura do solo. Geralmente, os agregados de menor tamanho são mais estáveis, sendo mais difícil a manutenção dos agregados de maior tamanho.

Os meios práticos de manejo da estrutura do solo serão discutidos após serem considerados os fatores responsáveis pela formação e estabilidade dos agregados. Como estes fatores operam simultaneamente, é difícil caracterizar

separadamente seus efeitos na estabilidade dos agregados do solo.

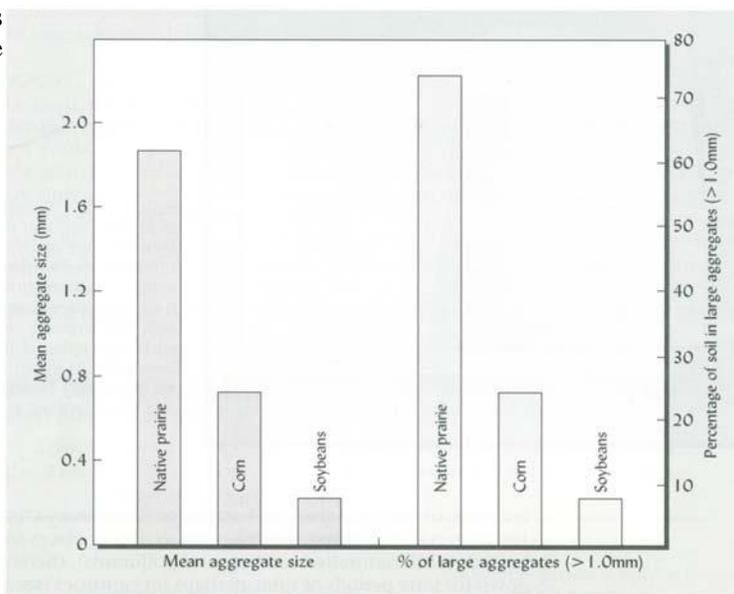


FIGURA 1.27 Agregados de um Mollisol em Iowa são mais estáveis sob vegetação nativa de pradaria do que quando cultivado por culturas que têm sido estabelecidas por 90 anos. Neste estudo, as amostras de solo foram colhidas de uma área de pradaria e de dois campos vizinhos, onde milho ou soja tinham sido plantados a pelo menos um ano. Diferenças no manejo anterior podem em parte contribuir para as diferenças entre os campos de milho e soja, mas o solo de ambas as culturas apresentam distintos colapsos de agregados comparados com o de áreas de gramado nativo. [Desenhado dos dados de Martens (2000)]

Organização Hierárquica dos Agregados do Solo ¹¹

Os agregados de maior tamanho (>1mm), desejáveis no manejo do solo, são formados por agregados menores, que por sua vez são compostos por agregados ainda menores até agrupamentos de argila e húmus menores que 0,001 mm. Pode-se facilmente demonstrar a existência de uma hierarquia de agregação selecionando alguns agregados de maior tamanho e separando-os cuidadosamente em agregados de menor tamanho até a obtenção do menor agregado possível, em seguida esfregando estes agregados entre o polegar e o indicador. Muitos destes se dividirão em agregados ainda menores, compostos por silte, argila e húmus. A organização hierárquica dos agregados (Figura 1.28) parece ser uma característica da maioria dos solos, com exceção de certos Oxisols e alguns Entisols jovens. Em cada nível hierárquico, diferentes fatores são responsáveis pela agregação das sub unidades.

¹¹ O papel da material orgânica e dos processos biológicos na organização hierárquica dos agregados do solo foi, primeiramente, apresentada por Tisdall & Oades (1982) no J. Soil Sci., 33:141-163, e posteriormente elaborada por Oades (1993) Geoderma, 56:377-400, e Tisdall (1994) Plant and Soil, 159:115-121.

Fatores que Afetam a Formação e Estabilidade dos Agregados

Processos biológicos e físico-químicos (abióticos) estão envolvidos na formação dos agregados do solo. Os processos físico-químicos tendem a ser mais importantes nos agregados de menor tamanho, enquanto que os processos biológicos nos maiores. Além disso, os processos físico-químicos de agregação estão principalmente associados com a fração argila, possuindo assim maior importância em solos de textura fina. Em solos arenosos, com pouco conteúdo de argila, a agregação é dependente, principalmente dos processos biológicos.

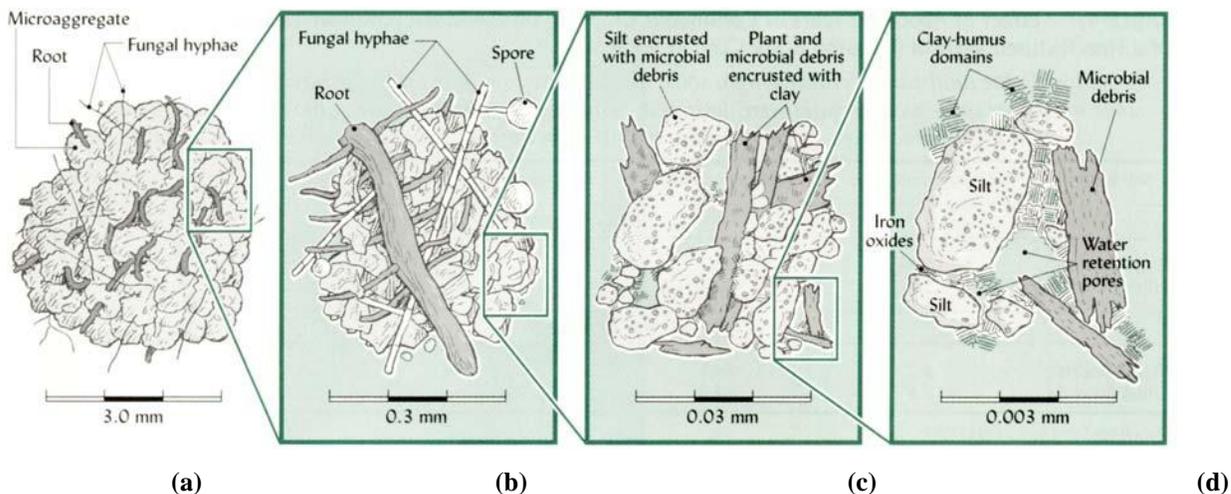


FIGURA 1.28 Agregados de maior tamanho são normalmente compostos de aglomerações de agregados de menor tamanho. A ilustração mostra quatro níveis hierárquicos de agregação no solo. Diferentes fatores responsáveis pela agregação em cada nível são indicados. (a) Um macroagregado composto por muitos microagregados unidos principalmente por uma rede de hifas de fungos e raízes finas. (b) Um microagregado, consistindo principalmente de partículas de areia fina e pequenos aglomerados de silte, argila e substâncias orgânicas unidas por pêlos radiculares, hifas de fungos e gomas produzidas por microrganismos. (c) Um submicroagregado consistindo de partículas finas de silte cobertas com matéria orgânica e pequenas partes de plantas e microrganismos, cobertas com arranjos ainda menores de argila, húmus, e óxidos de Fe ou Al. (d) Aglomerados de partículas de argila interagindo com óxidos de Fe ou Al e polímeros orgânicos na menor escala. Estes aglomerados organo-argílicos são ligados às superfícies das partículas de húmus e partículas minerais de menor tamanho.

Processos físico-químicos

Os dois mais importantes processos físico-químicos são (1) coesão entre partículas de argila e (2) expansão e contração de solos argilosos.

Floculação das argilas e função dos cátions adsorvidos - Exceto em solos muito arenosos, que são praticamente isentos de argila, o processo de agregação se inicia com a floculação das partículas de argila em agregados microscópicos (Figura 1.29). A floculação pode ser explicada pelo fato da maior parte das partículas de argila possuírem superfícies carregadas com cargas negativas que normalmente atraem um grande grupo de cátions da solução do solo. Se duas partículas de argila aproximarem-se o suficiente, cátions comprimidos na camada entre elas atrairão as cargas negativas das duas partículas, servindo assim como uma ponte, que mantém as partículas unidas. Este processo é repetido até que um pequeno conjunto de partículas paralelas de argila seja formado. Outros agrupamentos de argila são formados por partículas orientadas ao acaso. Estes tipos são formados quando as cargas positivas nas bordas das partículas de argila atraem as cargas negativas nas superfícies planas destas partículas (Figura 1.29). As partículas de argila interagindo com os colóides orgânicos (húmus) eletricamente carregados formam pontes que os unem às partículas de silte (principalmente quartzo), criando o menor grupo na escala hierárquica de agregação do solo (Figura 1.24d). O poder floculante de cátions polivalentes (ex: Ca^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+}) e do húmus são responsáveis pela estabilidade em longo prazo dos microagregados menores (<0,03 mm). A ação cimentante dos componentes

inorgânicos, como do óxido de ferro, produz agregados pequenos muito estáveis, muitas vezes chamados de pseudo-areia em certos solos argilosos (Ultisols e Oxisols) de regiões quentes e úmidas. Quando o Na^+ (ao invés de outros cátions polivalentes como Ca^{2+} ou Al^{3+}) é o íon adsorvido, como em alguns solos de regiões áridas e semiáridas, as forças de atração não são capazes de superar as forças de repulsão que ocorrem naturalmente entre partículas negativamente carregadas. As partículas laminares de argila não se aproximam o suficiente para que ocorra a floculação, e assim permanecem dispersas. As partículas de argila na sua forma dispersa, em condição semelhante a um gel, fazem com que o solo se torne quase sem estrutura, impermeável a água e ao ar, em uma condição pouco adequada para o crescimento de plantas.

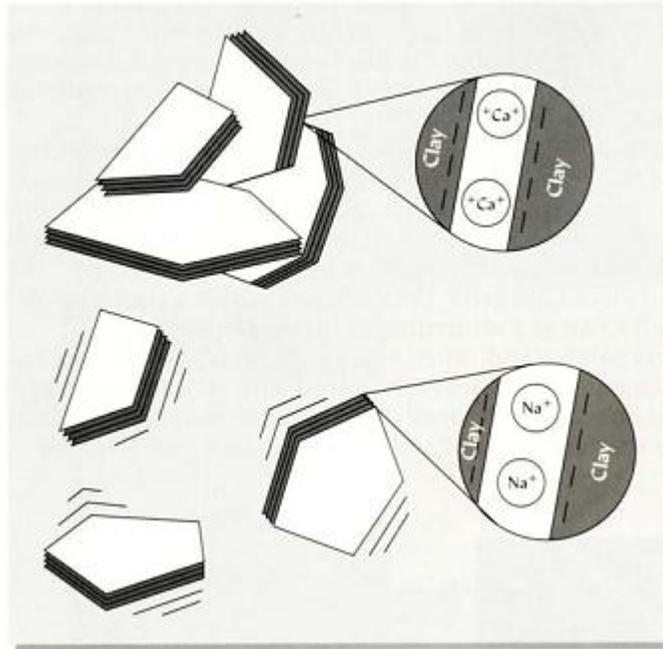


FIGURA 1.29 A função dos cátions na floculação das argilas do solo. Os cátions di e trivalentes, como Ca^{2+} e Al^{3+} , são firmemente adsorvidos e podem, efetivamente, neutralizar as cargas negativas na superfície das partículas de argila. Estes cátions também podem formar pontes que unem as partículas de argila. Íons monovalentes, especialmente o Na^+ , com um raio hidratado relativamente grande, podem provocar repulsão entre as partículas de argila, criando uma condição de dispersão. Dois fatores contribuem com a dispersão: (1) o íon hidratado de sódio, com tamanho relativamente grande, não se aproxima o suficiente da partícula da argila para efetivamente neutralizar as cargas negativas e (2) a única carga do sódio não é eficiente em formar pontes entre as partículas de argila.

Mudanças de volume em materiais argilosos. À medida que o solo seca, as partículas de argila se aproximam, fazendo com que a massa de solo se contraia em volume. Quando a massa de solo se contrai, fissuras são abertas ao longo dos planos de fraqueza. Ao longo de muitos ciclos (como ocorre entre períodos de chuva ou irrigação), fissuras são abertas e fechadas ao longo dos mesmos planos de fraqueza. A rede de fissuras torna-se mais extensa e os agregados entre as fissuras melhor definidos. As raízes das plantas também possuem influência na secagem do solo, através do processo de absorção. A absorção de água, especialmente por gramíneas, acentua os processos físicos de agregação associados aos ciclos de umedecimento e secagem. Este efeito é mais um dos exemplos da interação entre processos físicos e biológicos no solo.

Os ciclos de congelamento e descongelamento têm efeito similar, a formação de cristais de gelo é um processo de secagem, que também retira água do solo. A expansão e contração que acompanham os ciclos de congelamento-descongelamento e umedecimento-secagem nos solos criam fissuras e pressões que, alternadamente, separam grandes massas de solos e comprimem partículas em unidades estruturais definidas. Os efeitos de agregação destes ciclos de temperatura e umidade são mais pronunciados em solos com alto conteúdo de argilas expansivas, especialmente Vertisols, Molisols e alguns Alfisols.

Processos Biológicos

Atividades de organismos do solo. Dentre os processos biológicos de agregação, os mais importantes são: (1) atividade de minhocas, (2) arranjo de partículas por redes de raízes e hifas de fungos e (3) produção de gomas orgânicas por microrganismos, especialmente bactérias e fungos. Em solos cultivados e não cultivados, minhocas (e cupins) deslocam partículas de solo, muitas vezes ingerindo-as e transformando-as em grumos. Em solos de floresta, o horizonte superficial consiste principalmente de agregados formados por minhocas (ver, por exemplo, Figura 1.10a). As raízes das plantas também movem partículas à medida que penetram no perfil do solo. Este movimento faz com que as partículas de solo se aproximem estimulando a agregação. Ao mesmo tempo, canais criados pelas raízes das plantas e pelos organismos do solo servem como macroporos, quebrando torrões maiores e ajudando a definir unidades estruturais de maior tamanho.

As raízes das plantas (principalmente pêlos radiculares) e hifas de fungos exsudam polissacarídeos semelhantes a açúcares e, outros compostos orgânicos, formando redes pegajosas que unem as partículas individuais do solo e os pequenos microagregados em aglomerados maiores denominados macroagregados (Figura 1.28a). Os fungos associados à raízes de plantas (denominados micorrizas) são particularmente eficientes em proporcionar este tipo de estabilidade aos agregados maiores à curto prazo, pois secretam proteínas denominadas glomulinas, que são eficientes como agente cimentante (Figura 1.30 e Quadro 1.5).

As bactérias também produzem polissacarídeos e outras gomas orgânicas à medida que elas decompõem os resíduos de plantas. Os polissacarídeos bacterianos são mostrados misturados com partículas de argila em uma escala muito pequena (Figura 1.31). Muitas destas raízes e gomas orgânicas produzidas por microrganismos são resistentes à dissolução pela ação da água e não apenas aumentam a formação dos agregados do solo, como também asseguram sua estabilidade por períodos de meses até anos. Estes processos são mais observados em solos superficiais, onde a atividade de raízes, animais, e a acumulação de matéria orgânica são maiores.

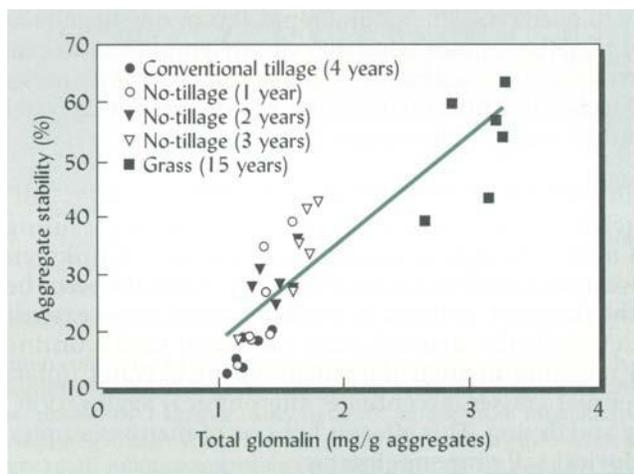
Influência da matéria orgânica. Em muitos solos, a matéria orgânica é o principal agente responsável pela formação e estabilidade dos agregados (Figura 1.32). Em primeiro lugar, a matéria orgânica fornece substrato energético que torna possível a atividade de fungos, bactérias e animais do solo. Segundo, à medida que os resíduos orgânicos são decompostos, formam-se gel e outros produtos viscosos que, juntamente com bactérias e fungos associados estimulam a formação de agregados. Os exsudados orgânicos das raízes das plantas também participam da formação dos agregados.

Produtos da decomposição orgânica, tais como polímeros complexos, interagem quimicamente com partículas de argilas silicatadas e óxidos de ferro e alumínio. Estes compostos orientam as partículas de argila formando pontes entre elas e, unindo-as em agregados estáveis em água (Figura 1.28d)

Durante o processo de agregação, as partículas minerais do solo (silte e areia fina), são cobertas com resíduos decompostos de plantas e outros materiais orgânicos. Mesmo na menor escala, partículas microscópicas de resíduos decompostos de húmus se misturam com partículas de argila. Os complexos organominerais resultantes promovem a formação de agregados. A Figura 1.31 mostra uma evidência direta dos complexos organominerais na união de partículas do solo.

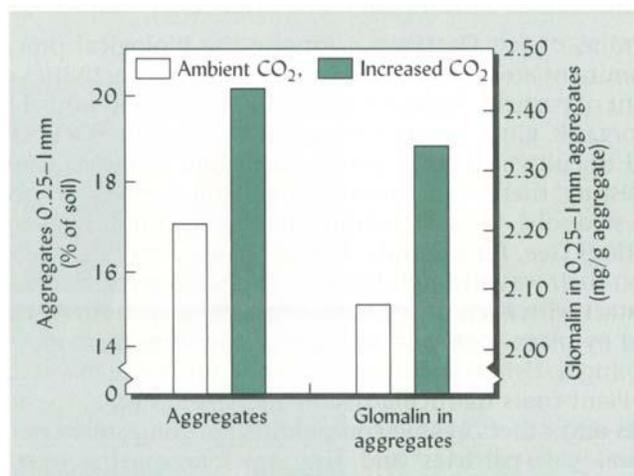
QUADRO 1.5 AGREGADOS DO SOLO E FUNGOS MICORÍZICOS

A influência favorável dos microrganismos do solo, e especialmente dos fungos, sobre a formação e estabilidade dos agregados do solo há muito é conhecida. Entretanto, nós estamos ainda desvendando os mecanismos específicos pelos quais esses efeitos favoráveis se manifestam. Uma das descobertas relata os efeitos da agregação e estabilização da glomalina, uma glicoproteína que é secretada por hifas de fungos micorízicos. Estes organismos vivem num estado de simbiose com as raízes de muitas plantas, incluindo diversas espécies de árvores. Os gráficos seguintes apresentam a relação entre conteúdo de glomalina e estabilidade de agregado.



Observe a elevada estabilidade de agregados e conteúdo de glomalina numa pastagem assinalados e um baixo nível de cada cultivo marcado (anualmente arados). O solo deste experimento foi um Ultisol, contudo os efeitos semelhantes da glomalina ter sido notado sobre outros solos de regiões temperadas.

O nível de dióxido de carbono na atmosfera afeta os níveis de glomalina e formação de agregados, como tem sido observado. O resultado de um estudo no sudeste da Califórnia ilustra esta relação.



Aparentemente, alto teor de CO₂ atmosférico estimula o desenvolvimento das raízes das plantas, que, por seu turno, aumentam o incremento de associações com fungos micorízicos que produzem glomalina. Aumento no conteúdo de dióxido de carbono na atmosfera nas últimas décadas pode ter tido alguma influência sobre a formação de agregados nos solos. Fontes dos gráficos: Superior, Wright et al. (1999). Inferior, desenhado dos dados de Rillig et al. (1999).

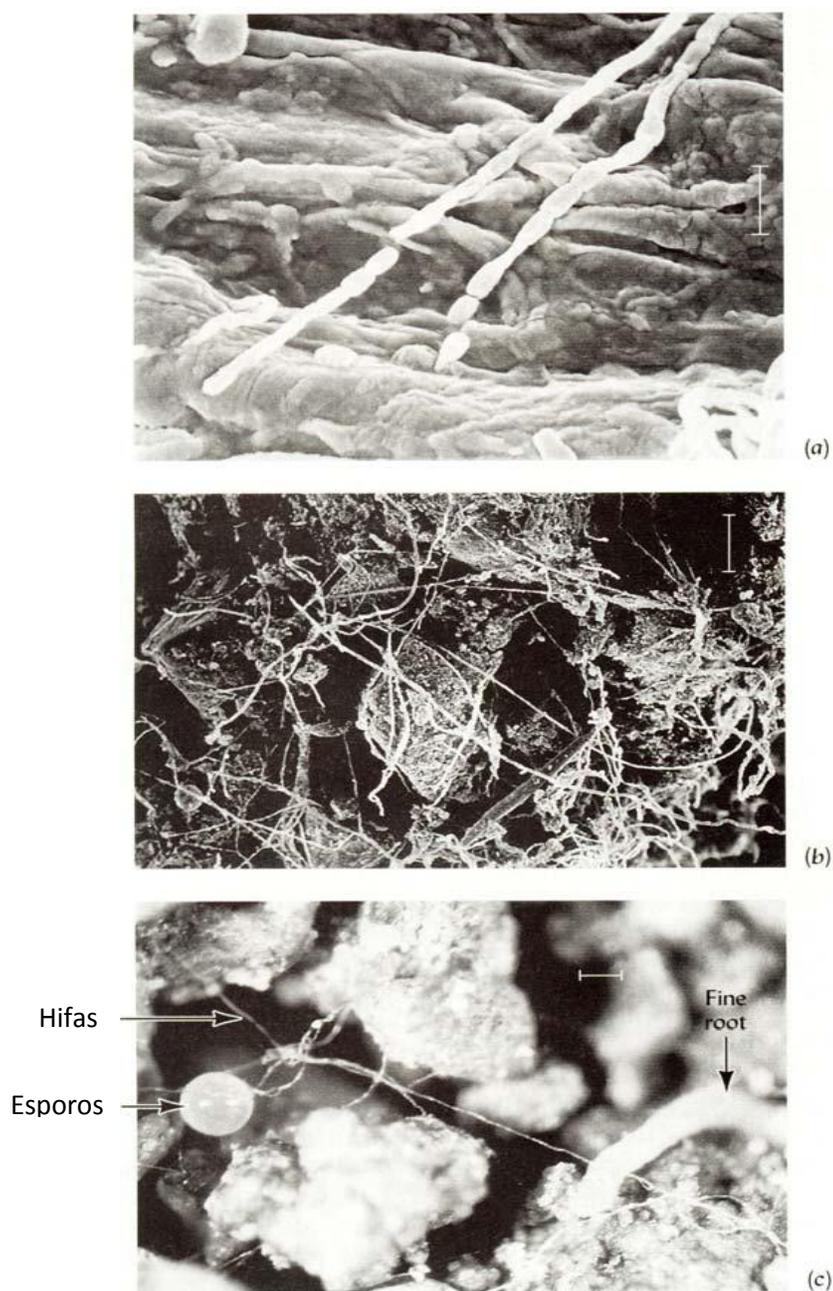


FIGURA 1.30 Hifas de fungos unindo partículas de solo em agregados (a) visão microscópica de uma hifa crescendo sobre a superfície de uma partícula mineral incrustada com células microbianas e fragmentos (barra = 10 μm). (b) Um estágio de agregação avançado durante a formação de um solo de dunas arenosas. Note a rede de hifas de fungos e os grãos minerais incrustados com fragmentos orgânicos (barra = 50 μm). (c) Hifas de fungos do gênero *Gigaspora* associadas a raízes de plantas, unindo partículas de um solo franco arenoso do Oregon. Observe também o esporo do fungo e a raiz da planta (barra = 320 μm). (Fotos (a) e (b) cortesia de Sharon L. Rose, Willanette University; foto (c) cortesia de R.P. Scheiner, USDA-ARS, Corvallis, Oregon).

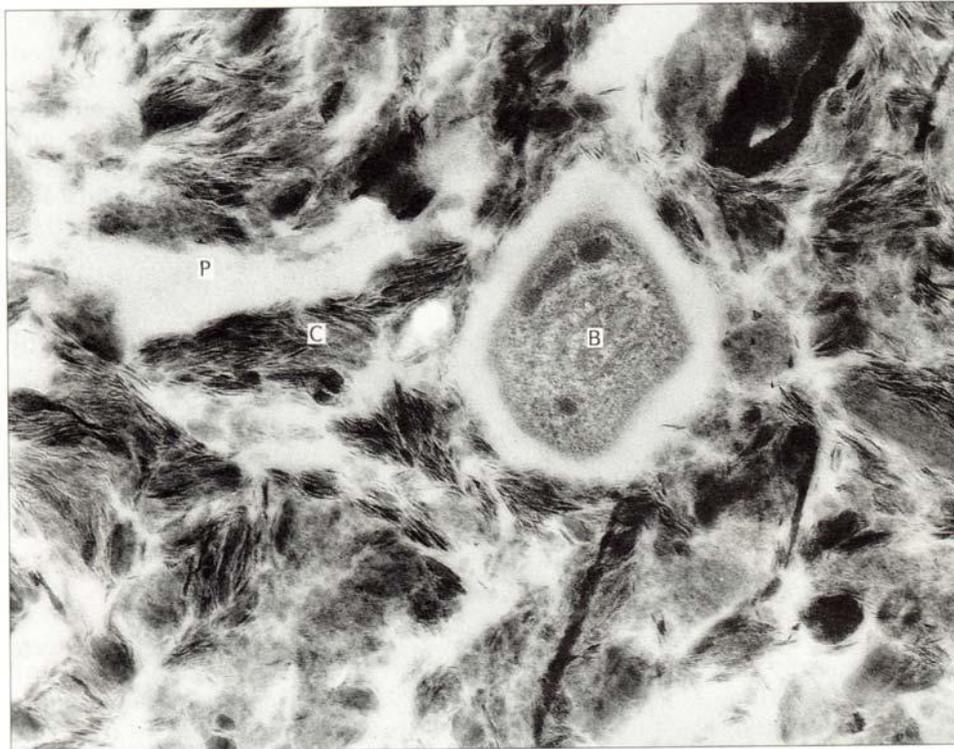


FIGURA 1.31 Uma seção ultrafina mostrando as interações entre materiais orgânicos e argilas silicatadas em um agregado estável em água. Os materiais de coloração escura (C) são grupos de partículas de argila interagindo com polissacarídeos orgânicos (P). Uma célula bacteriana (B) é também rodeada por polissacarídeos. Observe a orientação horizontal das partículas de argila, influenciada pelos materiais orgânicos. [de Emerson, et al. (1986); fotografia fornecida por R.C. Foster, CSIRO, Glen Osmond, (Austrália)].

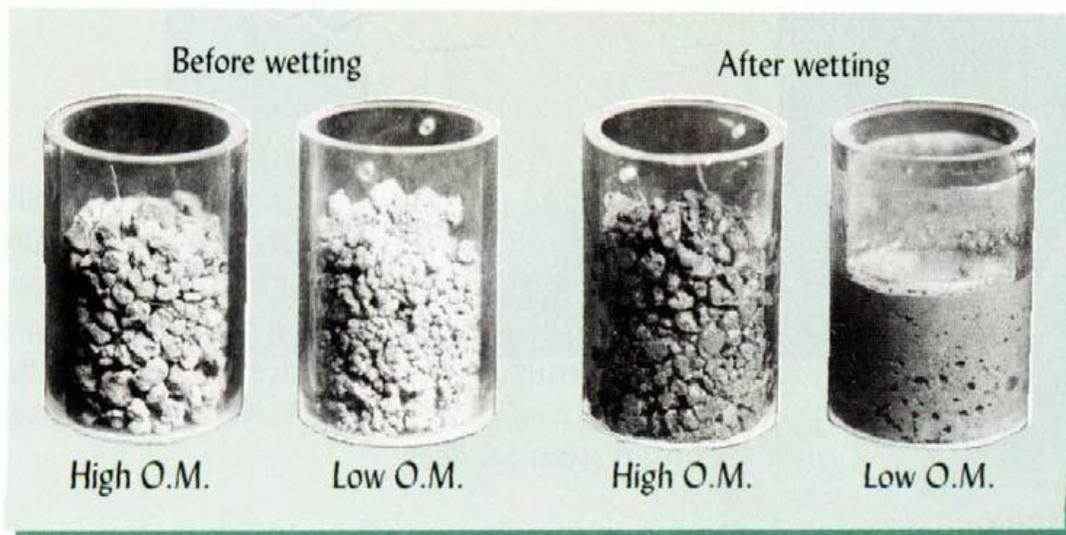


FIGURA 1.32 Agregados de solos com alto teor de matéria orgânica são muito mais estáveis que aqueles provenientes de solos com baixo teor deste constituinte. Os agregados com baixo teor de matéria orgânica se desfazem quando umedecidos; aqueles com alto teor em matéria orgânica mantêm sua estabilidade.

Influência do cultivo do solo. Avanços na tecnologia de herbicidas e equipamentos de plantio permitem o controle de ervas daninhas e estabelecimento das plântulas sem cultivo. No entanto, muitos agricultores ainda consideram o preparo como sendo uma técnica normal e necessária para o uso agrícola do solo. O cultivo do solo pode ter efeitos favoráveis ou desfavoráveis sobre a agregação. Se o solo não está muito úmido ou muito seco quando o cultivo é realizado, o efeito a curto prazo do preparo é geralmente favorável. Implementos de cultivo quebram os torrões maiores, incorporando matéria orgânica ao solo, eliminando ervas daninhas e geralmente criando uma condição mais favorável para a germinação (Quadro 1.6). Imediatamente após o cultivo, a superfície do solo torna-se mais solta (sua força de coesão é reduzida) e há aumento da porosidade total.

Em longo prazo, as operações de cultivo possuem efeitos negativos sobre a estrutura superficial do solo. Em primeiro lugar, a mistura e movimentação do solo, aceleram a oxidação da matéria orgânica, reduzindo assim, os efeitos da agregação deste componente. Segundo, operações de cultivo, especialmente se conduzidas com solo úmido, tendem a destruir os agregados estáveis do solo, resultando em redução da macroporosidade e criação de camadas compactadas, deixando o solo com excesso de umidade. O cultivo também expõe a matéria orgânica localizada no interior dos agregados, acelerando sua perda por decomposição. A grande diferença estrutural entre um solo intensamente cultivado e um não cultivado (pastagem) é mostrada na Figura 1.33.



FIGURA 1.33 Solo desestruturado (à esquerda) e solo bem granulado (à direita). Raízes de plantas e especialmente húmus são fatores principais na granulação do solo. Deste modo, gramíneas tendem a estimular o desenvolvimento de uma estrutura granular no horizonte superficial (Cortesia do USDA - Serviço de Conservação de Recursos Naturais).

Influência dos óxidos de ferro e alumínio. Cientistas observaram que solos muito intemperizados dos trópicos tem uma agregação mais estável quando comparados com solos de climas temperados com níveis maiores de matéria orgânica. O comportamento foi atribuído ao efeito de agregação dos sesquióxidos de ferro e alumínio que são abundantes em muitos solos tropicais. Filmes de tais compostos revestem os agregados do solo, prevenindo sua rápida ruptura quando o solo é trabalhado. A Figura 1.34 ilustra a grande estabilidade dos agregados desses solos comparada com a estabilidade de agregados de solos tropicais.

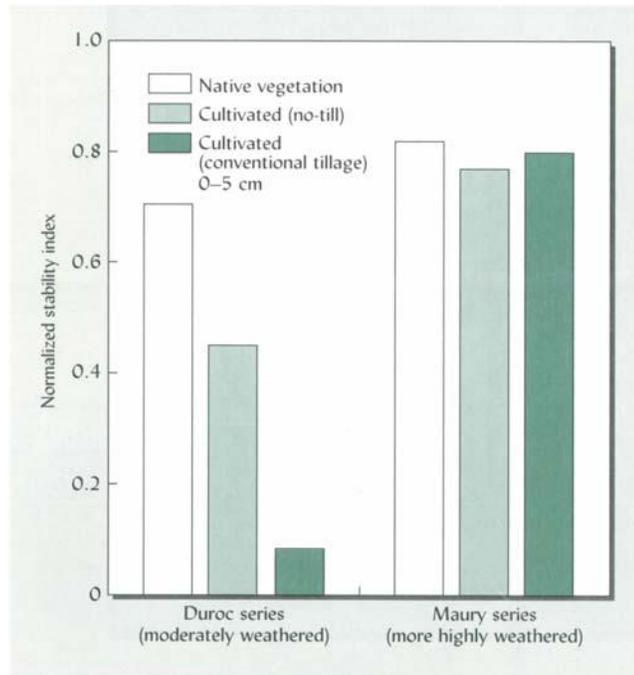


FIGURA 1.34 A interação da matéria orgânica do solo com a fração argila para solos moderadamente intemperizados como para os das séries Duroc explica a estabilidade dos agregados destes solos. Conseqüentemente, quando esses solos são cultivados, a estabilidade dos agregados declina desde o cultivo e diminuindo o conteúdo de matéria orgânica, especialmente quando as condições de manejo são seguidas. Em contraste, em solos mais intemperizados como os das séries Maury, a estabilidade dos agregados é menos dependente dos teores de matéria orgânica que da interação dos compostos de óxido de ferro com certos silicatos de argila como a caulinita. Nestes solos com maior intemperismo, o sistema de manejo usado também tem causado efeitos na estabilidade dos agregados. Esta figura sugere que solos cultivados nos trópicos altamente intemperizados têm maior estabilidade de agregação em comparação com solos similares de zonas temperadas. [Fonte: Six et al. (2000), SSSAJ, 64:1042-1049].

QUADRO 1.6 PREPARANDO UMA BOA CAMADA PARA A SEMEADURA

No começo da época de crescimento da cultura, uma das principais atividades de um agricultor é a preparação de uma boa camada de semente para assegurar que o plantio seja uniforme e as plantas cresçam rápido, e bem espaçadas.

Uma boa camada de semente consiste de solo solto suficiente para possibilitar fácil alongamento das raízes e emergência das sementes [ver figura (a)]. Ao mesmo tempo, deve ser acondicionado de forma firme de maneira a assegurar um bom contato entre a semente e a água do solo para que a semente possa embeber-se de água facilmente no início do processo de germinação. A camada deveria ser também livre de grandes torrões.

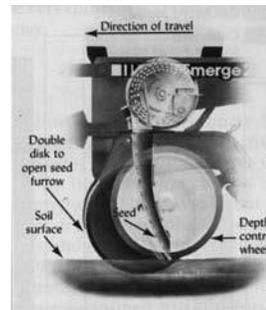
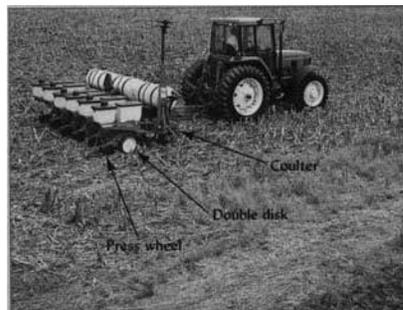
O manejo poderia ser preciso para desfazer camadas de solo compactado, ajudando no controle de ervas daninhas e em climas gelados, ajudando o solo a secar se tornando mais quente rapidamente. Por outro lado, o canteiro pode ser preparado com ou sem manejo dependendo das condições de solo e clima e também se uma camada morta ou herbicida são usados para controlar ervas daninhas.

Plantadores mecânicos podem ajudar para manter um bom canteiro. Muitos plantadores são equipados com discos de metal afiados designados para cortar a parte entre os resíduos da planta e a superfície do solo. Máquinas de plantio direto, usualmente são compostas de discos de metal afiados com um par de rodas afiadas chamadas de disco duplo abridor que abre uma vala no solo até que as sementes caiam [ver as figuras (b) e (c)]. Muitos plantadores também têm um roda que pressiona e segue atrás do colocador de sementes e acomodando solo suficiente para assegurar que a vala se feche e a semente seja pressionada até o contato com a água contida no solo.

Idealmente, apenas uma estreita faixa na linha de semente é preparada para criar uma zona de germinação da semente, enquanto que o solo entre as linhas da cultura é deixado tão solto quanto possível para possibilitar uma boa zona de enraizamento. A superfície de enraizamento pode ser desfeita com o aumento da rugosidade da superfície do solo para aumentar a infiltração de água e diminuir a erosão. Os mesmos princípios podem ser aplicados para um jardineiro que esteja fazendo a semente com as mãos.



(a) Uma semente de feijão emergindo em um canteiro (Foto cortesia de R. Weil)



(b) Uma máquina de plantio direto em ação e (c) um diagrama mostrando como ela funciona. [Foto (b) e diagrama (c) cortesia de Beere & Company, Moline, III.]

1.7 Preparo e Manejo Estrutural do Solo

Quando protegidos sob vegetação densa e não perturbados pelo cultivo, a maioria dos solos (exceto alguns com vegetação esparsa em regiões áridas), possuem estrutura superficial suficientemente estável para permitir uma rápida infiltração de água e prevenir o encrostamento. Porém, em solos cultivados, o desenvolvimento e manutenção da estabilidade estrutural é o desafio mais importante. Muitos estudos têm mostrado que agregação e propriedades como a taxa de infiltração, diminuem sob longos períodos de cultivo (Tabela 1.8).

Cultivo e Manejo do Solo

O manejo adequado relaciona a condição física do solo ao crescimento de plantas. O manejo não objetiva apenas a formação e estabilidade dos agregados, mas também outros fatores como densidade, teor de água, aeração, taxa de infiltração, drenagem e retenção de água. As condições de cultivo mudam rapidamente e consideravelmente. Por exemplo, a trabalhabilidade de solos de textura fina pode ser alterada drasticamente por uma pequena mudança no seu teor de umidade.

Solos argilosos são particularmente propensos a condições de encharcamento e compactação devido à sua alta plasticidade e coesão. Quando estes solos secam, eles normalmente tornam-se densos e duros. A restrição do tráfego à umidades adequadas é mais difícil em solos argilosos do que em solos arenosos, pelo fato de que solos argilosos levam mais tempo para reduzir seu teor de umidade a condições adequadas e, por outro lado, podem também tornar-se muito secos para o cultivo.

Alguns solos argilosos de regiões tropicais úmidas são mais facilmente manejados que aqueles descritos anteriormente. A fração argila destes solos é dominada por óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, os quais não são tão plásticos, pegajosos e difíceis de serem trabalhados. Estes solos apresentam propriedades físicas favoráveis, retendo grandes quantidades de água, porém com agregados estáveis o suficiente para que respondam como solos arenosos ao cultivo após chuva.

Na maioria das vezes, em regiões tropicais e subtropicais com longa estação seca, o solo é cultivado quando está muito seco, de modo a prepará-lo para o plantio no início da estação chuvosa. O cultivo do solo quando seco pode ser difícil de ser realizado e resultar em torrões muito duros, caso o solo contenha argilas silicatadas de alta atividade. Em regiões temperadas, o solo pode encontrar-se muito úmido para o plantio (no início da primavera), enquanto que em regiões tropicais, o solo pode encontrar-se muito seco para o cultivo na ocasião do plantio (final da estação seca).

TABELA 1.8 Efeito do tempo de cultivo de milho na matéria orgânica do solo, estabilidade dos agregados e infiltração^a, em cinco solos franco-siltosos do sudeste da França.

Em solos com baixos níveis de matéria orgânica, os agregados facilmente são destruídos pela ação da água, formando agregados menores e materiais dispersos que selam a superfície do solo e inibem a infiltração. Um nível de 3% de matéria orgânica no solo, pode ser suficiente para uma boa estabilidade estrutural nestes solos franco-siltosos de regiões temperadas.

<i>Tempo de Cultivo, anos</i>	<i>Matéria Orgânica, %</i>	<i>Estabilidade de Agregados (DMP^b), mm</i>	<i>Infiltração</i>	
			<i>% da chuva total</i>	<i>Antes do selamento, mm</i>
100	0,7	0,35	25	6
47	1,6	0,61	34	9
32	2,6	0,76	38	15
27	3,1	1,38	47	25
15	4,2	1,52	44	23

^a Infiltração é a quantidade de água que entra no solo quando 64 mm de “chuva” são aplicados durante um período de 2 horas. ^b DMP = diâmetro médio ponderado, ou tamanho médio dos agregados que permaneceram intactos após peneirados em água.

Preparo Convencional

Desde a idade média, o arado têm sido o implemento de preparo primário mais utilizado no mundo ocidental. O seu propósito é inverter o solo, incorporando resíduos de culturas e fertilizantes orgânicos na camada arável (Figura 1.35). A aração é normalmente complementada com gradagem, utilizada para cortar os resíduos e incorporá-los parcialmente ao solo. Nas práticas convencionais, o cultivo primário é seguido por numerosas operações secundárias, como gradagens, para eliminar plantas daninhas e quebrar torrões maiores, de forma a preparar uma sementeira adequada.

Após o plantio, o solo pode receber outras operações secundárias de cultivo, com o objetivo de controlar plantas daninhas e eliminar o encrostamento superficial. Na agricultura mecanizada, todas as operações de cultivo convencional são realizadas com tratores e outros equipamentos pesados, que podem trafegar sobre a área diversas vezes, até a ocasião da colheita. Em muitas partes do mundo, o cultivo é realizado com implementos de tração animal. Apesar de humanos e animais não serem tão pesados quanto tratores, seu peso é aplicado sobre uma área relativamente pequena, podendo causar uma compactação considerável.

Cultivo Conservacionista

Nos últimos anos, têm sido desenvolvidos sistemas de manejo que minimizam a necessidade de cultivo do solo. Estes sistemas deixam consideráveis quantidades de resíduos vegetais sobre a superfície do solo, protegendo-o contra a erosão. Por esta razão, as práticas adotadas nestes sistemas são chamadas de conservacionistas¹². A Figura 1.36 ilustra uma operação de plantio direto, onde uma cultura é implantada sobre resíduos de outra, com mobilização mínima do solo. Outros sistemas de cultivo mínimo permitem alguma mobilização do solo, mas ainda assim deixam uma grande quantidade de resíduos de culturas na superfície. Estes resíduos orgânicos protegem a superfície do solo do impacto das gotas de chuva e da ação abrasiva do vento, reduzindo a erosão eólica e hídrica e mantendo a estrutura do solo.

Encrostamento Superficial

Gotas de água durante chuvas pesadas ou irrigação por aspersão destroem os agregados expostos na superfície do solo. Em alguns solos, os sais diluídos na água de irrigação estimulam a dispersão das argilas. Com a dispersão dos agregados, pequenas partículas de argila dispersas tendem a serem carregadas, obstruindo os poros do solo. A superfície do solo é então coberta com uma fina camada de material sem estrutura definida, num processo chamado selamento superficial. O selamento superficial reduz a infiltração de água e aumenta as perdas por erosão.

À medida que esta superfície seca, forma-se uma crosta endurecida. Plântulas somente podem emergir através do trincamento desta crosta. Um solo com formação de crostas é comparado com outro de agregados estáveis na Figura 1.37. A formação da crosta logo após a semeadura pode impedir a germinação de grande parte das sementes, fazendo com que a cultura tenha que ser replantada. Em regiões áridas e semiáridas, o selamento e encrostamento do solo pode aumentar as perdas por escoamento superficial, reduzindo assim a água disponível para o crescimento de plantas.

O encrostamento pode ser minimizado mantendo-se o solo coberto por vegetação ou cobertura morta reduzindo o impacto das gotas de chuva. Caso a crosta se forme após o plantio, pode ser necessário um cultivo leve, realizado preferencialmente com o solo ainda úmido, para facilitar a germinação e evitar reduções na população de plantas.

12

O Departamento de Agricultura dos Estados Unidos define preparo conservacionista como qualquer sistema que deixe pelo menos 30% da superfície do solo coberta por resíduos.



FIGURA 1.35 A ação exercida pelo arado de aiveca se restringe às camadas superiores do solo (15 a 20 cm) compactando as camadas mais profundas. Este efeito ocorre, pelo fato do implemento apoiar-se sobre as camadas inferiores para revolver a camada arável. Isto pode ser facilmente compreendido se imaginarmos que ao levantarmos um peso nossos pés pressionam o chão abaixo (Foto cortesia de R. Weil).



FIGURA 1.36 Um sistema de cultivo conservacionista. O trigo está sendo colhido (no fundo) e a soja está sendo plantada (em primeiro plano). O sistema de plantio direto permite economia de custos em combustíveis, tempo e ajuda

a conservar o solo. (Cortesia da Corporação de Allis-Chalmers)

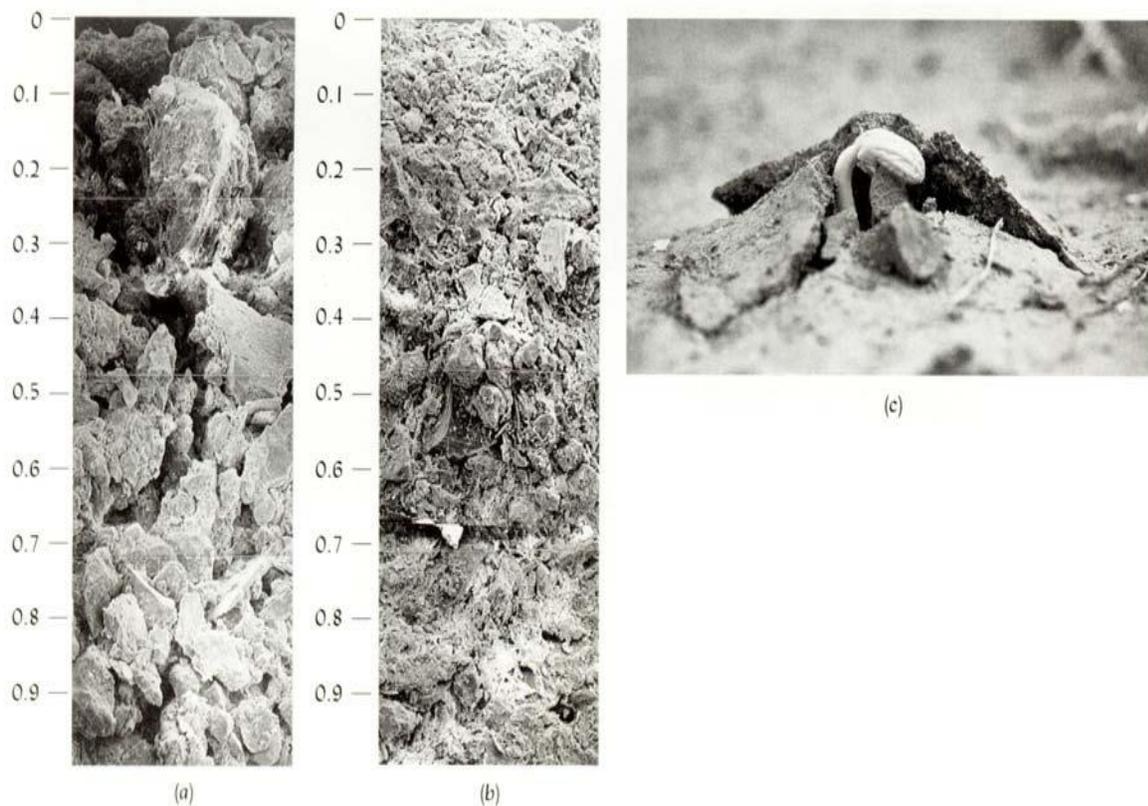


FIGURA 1.37 Micrografia eletrônica de uma camada superficial de 1 mm de solo com agregados estáveis (a) comparada com uma camada de agregados não estáveis (b). Note que os agregados na camada superior foram destruídos formando uma crosta superficial. A plântula de feijão (c) deve quebrar esta crosta superficial em seu processo de germinação. [Fotos (a) e (b) de O Nofioek e Singer (1984), usadas com permissão da Sociedade Americana de Ciência do Solo; foto (c) cortesia de R. Weil].

Condicionadores de solo

Gesso. O gesso (sulfato de cálcio) é amplamente disponível relativamente puro na forma mineral ou como subproduto industrial. O gesso tem sido apresentado como um condicionador efetivo na melhora das condições físicas dos principais tipos de solo. Os produtos mais solúveis que o gesso providencia são suficientes eletrólitos (cátions e anions) para promover a floculação e inibir a dispersão dos agregados, assim como o encrostamento superficial. Experimentos de campo têm apresentado que solos tratados com gesso permitiram uma maior infiltração e, portanto são menos afetados pela erosão. Além disso, o gesso pode reduzir a resistência de camadas sub-superficiais favorecendo a penetração das raízes e a absorção da água pelas mesmas.

Polímeros Orgânicos. Alguns polímeros orgânicos sintéticos podem estabilizar a estrutura do solo no mesmo sentido que polímeros orgânicos como polissacarídeos. Enquanto as grandes aplicações destes polímeros poderiam não ser econômicas, tem sido apresentado que pequenas quantidades podem prevenir a formação de crosta quando aplicadas apropriadamente. Por exemplo, a poliácrialima (PAM) efetiva na estabilização de agregados superficiais quando aplicada em quantidades tão baixas como 1 a 15 mg/L na água de irrigação ou espalhadas como polímero sintético a 1 a 10 kg/ha. A Figura 1.38 apresenta o efeito de estabilização de poliácrilamidas usadas na água de irrigação. Um conjunto de investigações indicou que os melhores resultados se obtiveram com a combinação de gesso e PAM.



FIGURA 1.38. O efeito da estabilização de uma poliacrilamida sintética é observado no sulco na direita comparado com o sulco não tratado da esquerda. A água da irrigação degradou muito a estrutura do solo não tratado mas não teve efeito no sulco do solo tratado.[Mitchell (1986)]

Guia geral para o manejo do solo

Embora cada solo apresente problemas únicos, os seguintes princípios são relevantes no manejo do solo:

- 1 Minimizar na lavoura especialmente aração, discagem e gradagens pesadas que promovem perdas de matéria orgânica, a qual contribui na estabilização dos agregados do solo.
- 2 Regulação do tráfego de máquinas para períodos com o solo o mais seco possível e restringir as operações nas lavouras a períodos nos quais a umidade do solo é ótima, visando minimizar a destruição dos agregados do solo.
- 3 Manter a cobertura do solo ou adicionar uma camada de material orgânico para estimular a atividade de minhocas, e proteger os agregados do solo do impacto das gotas de chuva e da radiação solar direta.
- 4 Adição de resíduos de culturas, compostos e esterco de animais ao solo são medidas efetivas na estimulação da atividade dos microorganismos e na provisão de produtos que ajudam na estabilização dos agregados do solo.
- 5 A inclusão de gramíneas na rotação favorece a estabilização de agregados porque ajuda a manter a matéria orgânica, as raízes finas das plantas providenciam máxima influência na agregação e asseguram um período sem lavoura.
- 6 Usando cultivos de cobertura e adubo verde, onde praticável, providencia uma outra forma de ação das raízes e matéria orgânica para o manejo estrutural do solo.
- 7 A aplicação do gesso (ou calcário se o solo é ácido) ou em combinação com outros polímeros sintéticos podem ser muito úteis na estabilização dos agregados superficiais especialmente em solos irrigados.

Propriedades do Solo Relevantes para Uso na Engenharia

Consistência. A consistência é um termo usado pelos cientistas para descrever a resistência do solo ao estresse mecânico ou manipulação em variados conteúdos de umidade do solo. Os solos são avaliados pela consistência como parte da descrição de perfis e na estimativa da conveniência do tráfego e lavouras. Esta propriedade depende da expressão de forças de atração entre as partículas e entre as partículas e poros com água determinando a facilidade com a qual o solo pode ser fraturado ou deformado. A consistência é determinada no campo pela manipulação do solo na mão. Um agregado de solo é tomado entre o dedo indicador e o polegar fazendo-se observações da força necessária para quebrar o agregado e na forma na qual o agregado responde à força. O grau de cimentação do solo por materiais como sílica, calcita e ferro são também considerados na determinação da consistência do solo.

Resistência do Solo

Talvez a mais importante propriedade do solo para uso na engenharia seja a resistência. A resistência é uma medida da capacidade da massa do solo para suportar o estresse sem ceder ao estresse por ruptura ou deformação.

Solos Coesivos. A resistência dos solos coesivos (solos com teor de argila superior a 15%) é definida por dois componentes: (1) forças de atração eletrostática entre as partículas de argila e entre as superfícies destas partículas e a água retida nos microporos e (2) forças de atrito entre partículas do solo de diferentes tamanhos. Diferentes testes de laboratório são utilizados para estimar a resistência do solo, o mais simples deles consiste de um teste direto de compressão em amostras não confinadas utilizando o aparelho ilustrado na Figura 1.39. Uma amostra cilíndrica de solo é colocada verticalmente entre duas placas porosas de pedra e uma força descendente é aplicada lentamente. A coluna de solo irá deformar-se um pouco e, partir-se quando a força exceder a resistência do solo.

A resistência dos solos coesivos decresce se o material está muito úmido e os poros preenchidos com água. Num outro sentido, quando o solo se seca, a resistência se incrementa porque existe um maior contato entre as partículas e como resultado é afetado tanto o crescimento das plantas como o uso na engenharia.

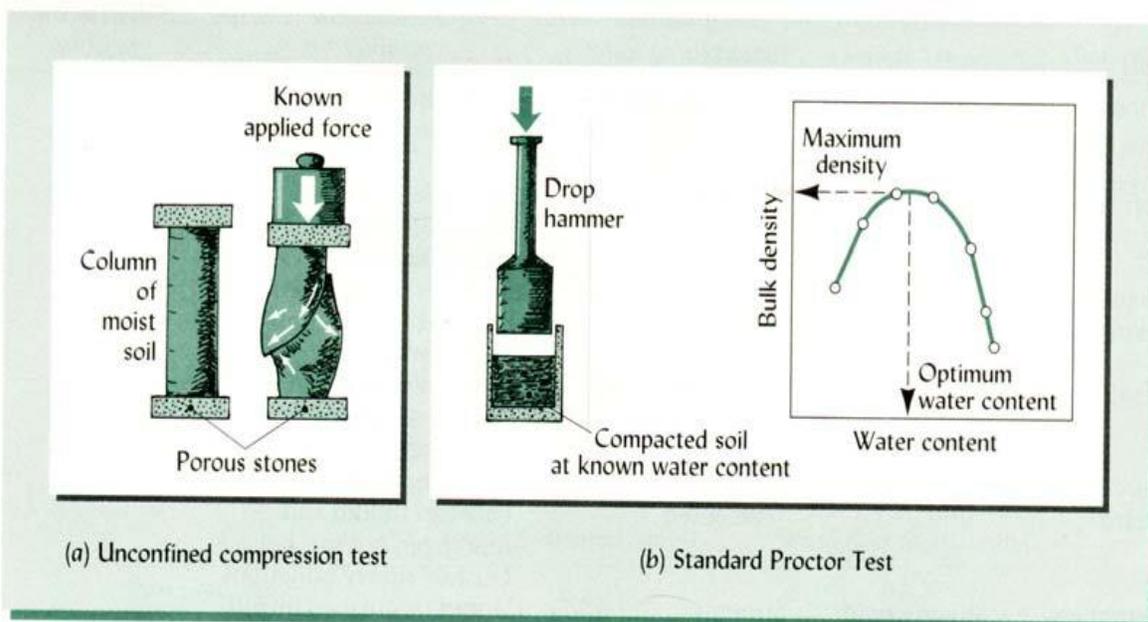


FIGURA 1.39 Dois testes importantes na determinação de propriedades do solo para propósitos de engenharia. (a) Teste de compressão em amostras não confinadas para avaliar a resistência do solo. (b) Teste de Proctor para avaliação da densidade de solo máxima e umidade crítica para compactação.

Solos Não Coesivos. A resistência de materiais não coesivos e secos tais como a areia, depende totalmente de forças de atrito incluindo a rugosidade da superfície das partículas. Um reflexo da resistência de materiais não coesivos é seu ângulo de repouso, a inclinação do ângulo ao qual pode ser empilhado sem cair. Os grãos de areia arredondados e lisos não podem ser empilhados, se uma pequena quantidade de água preenche os espaços entre as partículas, a atração eletrostática das moléculas de água com a superfície dos minerais incrementará a resistência do solo (Figura 1.40). Essa é a explicação de porque os carros podem ser dirigidos nos limites das praias onde a areia está úmida, mas os pneus afundam e a tração deve aumentar onde a areia é seca ou está saturada.

Solos Colapsáveis. Solos que exibem considerável resistência em baixos conteúdos de água e perdem sua resistência de forma repentina quando são umedecidos. Esses solos podem colapsar sem ser advertido embaixo de fundações e estradas (Figura 1.41).

A maioria dos solos colapsáveis são materiais não coesivos nos quais os grãos de areia são cimentados através de pontes de contato formada por pequenas quantidades de gesso, argila ou água sob tensão. Esses solos usualmente ocupam regiões áridas e semi-áridas onde os agentes cimentantes são estáveis. Muitos solos colapsáveis tem derivado o seu arranjo aberto de partículas dos processos de sedimentações que ocorreram no passado ou de corpos de água atuais. Quando esses solos são molhados, o excesso de água pode dissolver os agentes cimentantes como gesso ou argila dispersa que formam uniões entre partículas causando a repentina perda da resistência. Em alguns casos, esse comportamento tem sido exibido em solos altamente intemperizados como Oxisolos de regiões tropicais úmidas, porém, sem a presença de argila dispersa ou cimentantes solúveis em água. O mecanismo de colapso nestes Oxisolos não é ainda claro.

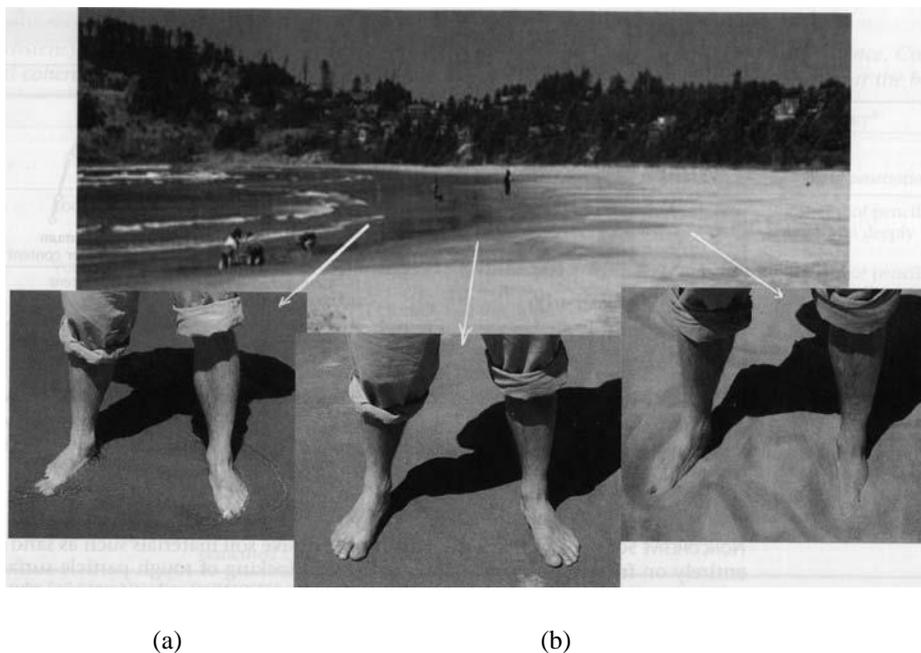


FIGURA 1.40. O conceito da resistência de um solo para materiais arenosos se apresenta ao longo de uma praia, como apresentado na foto acima. A areia seca (a) oferece pouca resistência e permite que o pé afunde facilmente. Não existe nada que permita a união entre as partículas de areia, formando uma base firme. Ao movimentar-se na praia, onde as ondas umedecem a areia (b) o solo está firme, indicando considerável aumento na resistência do solo. Finos filmes de água fazem pontes entre as partículas de areia e, portanto, aumentam a resistência à penetração do pé. No local onde o pé está molhado pela água do mar (c), outra vez o pé penetra na superfície da areia indicando que a resistência do solo foi reduzida. Cada partícula de areia é completamente rodeada por água, a qual atua mais como lubrificante do que na união entre as partículas. Se um automóvel é conduzido em alguma dessas áreas, somente a areia úmida providencia uma base firme.



FIGURA 1.41. Casas danificadas pelo escorregamento de lama que ocorreu quando os solos de uma montanha escarpada em Oregon se tornaram saturados com a água depois de um período de longas chuvas. O peso do solo molhado excedeu sua força de cisalhamento, causando o fracasso do declive. Escavações para estradas e casas próximos do pé de um declive, a remoção de árvores e raízes em grande escala no próprio declive limpando-o podem contribuir para a falta de estabilidade do declive. (Foto cortesia de John Griffith, Coos Bay, Ore.)

Determinação da Compressão Gradual

Controle da Compactação. Antes da construção de estradas e prédios os solos são de propósito compactados, porém quando a finalidade é o crescimento das plantas a compactação deverá ser evitada. A compactação a uma ótima densidade é freqüentemente atingida em solos argilosos por rolos especiais (Figura 1.42). Para solos arenosos, rolos vibradores ou martelos de impacto fazem o trabalho porque eles podem favorecer um novo arranjo das partículas.

Algumas partículas de solo, como alguns silicatos de argila coloidal, e de micas de todos os tamanhos podem ser comprimidos quando uma carga é aplicada acima deles. Quando a carga é removida, as partículas têm a tendência de recuperar sua forma original, com o efeito de reverter sua compressão. Como resultado, solos ricos em esse tipo de partículas não são facilmente compactados em bases de estradas e prédios.

O teste de Proctor é o método mais comum na obtenção de dados para compactação do solo para fins de engenharia. Uma amostra de solo é umedecida a um determinado conteúdo de água e colocada em um aparelho onde é compactada por um martelo especialmente desenvolvido para este fim (2,5 kg para o teste de Proctor padrão). A densidade do solo é então medida. O processo é repetido com diferentes conteúdos de água até que se obtenham dados suficientes para a construção da curva relacionando densidade e teor de água (curva de Proctor), como mostrado na Figura 1.39. A curva indica a densidade máxima que o solo pode ser compactado por uma dada força. O teste indica também a umidade crítica do solo para compactação. Quando o solo encontra-se em umidades diferentes da umidade crítica, o processo de compactação é dificultado. Na construção de locais, serão usados caminhões tanque fornecendo água, se necessário, que permitam alcançar a umidade ótima e equipamento para compactação do solo como o apresentado na Figura 1.42 para atingir a densidade final desejada.

Compressibilidade. O teste de consolidação deve ser efetuado no solo para determinar a compressibilidade, isto é, quanto o volume do solo será reduzido ao aplicar uma força. Devido à relativamente baixa porosidade e forma uniforme dos grãos minerais, os solos muito arenosos têm maior resistência a compressão uma vez que é estabelecido um arranjo empacotado das partículas. As argilas de alta porosidade floculam na forma de lamelas e fornecem ao solo uma maior compressibilidade. Solos contendo muita matéria orgânica têm uma grande compressibilidade e não são utilizáveis para embasamentos.

No campo, a compressão de solos argilosos úmidos pode ocorrer muito lentamente porque a água precisa escapar dos poros do solo, processo não muito rápido em poros finos de solos argilosos. O exemplo mais famoso de lenta compressão e o processo de inclinação da Torre de Pizza na Itália. Desafortunadamente, na maioria dos casos o problema resulta em dores de cabeça e não em turismo.

Solos Expansivos

O prejuízo causado por solos expansivos nos Estados Unidos, raramente, faz com que se criem novos programas, embora o custo total anual exceda aquele causado por tornados, inundações, terremotos e outros tipos de desastres naturais. As argilas expansivas aparecem em 20% da área das terras dos Estados Unidos e causam mais de 4 bilhões em danos anualmente em estradas e fundações. Os danos podem ser severos em todas as partes do país onde existem períodos secos e chuvosos.

Algumas argilas, particularmente as esmectitas, se expandem quando úmidas e contraem quando secas. Os solos expansivos são ricos neste tipo de argilas. As cargas eletrostáticas na superfície das argilas atraem moléculas de água de grandes poros nos espaços interlaminares das argilas. Além disso, cátions associados com a superfície das argilas têm tendência a hidratar-se adicionando água na estrutura da argila. A água expande as lamelas as quais se separam, causando que a massa de solo aumente seu volume. O processo inverso acontece quando o solo seca e a água sai das lamelas das argilas causando contração e formação de fendas. Depois de prolongados períodos secos, o solo com alta quantidade de esmectitas pode ser reconhecido no campo pela presença de rachaduras profundas (Figura 1.43).



FIGURA 1.42 Compactação do solo usado em embasamento de estradas feito por equipamento pesado como rolos. (Foto cortesia de R. Weil)



FIGURA 1.43 Alguns tipos de argila, especialmente as esmectitas, apresentam significativas mudanças de volume com a variação no conteúdo de água. Na figura, um solo expansivo tem se contraído num período seco originando um padrão de fendas abertas na superfície. (Cortesia do USDA Natural Resources Conservation Service)

Limites de Atterberg

Quando seco, solos argilosos absorvem quantidades crescentes de água, suportando mudanças drásticas e distintas no seu comportamento e consistência. De duro e sólido no estado seco, ele passa a comportar-se como um semi-sólido friável quando um certo teor de água é alcançado (limite de contração). Caso contenha argila expansiva, o solo também expandirá em volume à medida que o limite de contração é excedido. Quando se encontra acima do limite de plasticidade, o solo se tornará maleável e plástico. O solo permanecerá neste estado até que seu limite de liquidez seja alcançado, quando apresentará propriedades de um líquido viscoso. Estes conteúdos críticos de umidade (medidos em percentagem) são denominados limites de Atterberg. Engenheiros utilizam os limites de Atterberg no estudo da consistência do solo, para ajudar a prever o comportamento de solos utilizados com o objetivo de construções.

Índice de plasticidade - O índice de plasticidade (IP) é a diferença entre o limite de plasticidade (LP) e o limite de liquidez (LL), e indica a faixa de conteúdo de água na qual o solo possui propriedades plásticas.

$$IP = LL - LP$$

Os solos com alto índice de plasticidade (maior do que 25) são normalmente argilas expansivas pouco adequadas para construção de estradas e fundações. A figura 1.34 mostra a relação entre os limites de Atterberg e mudanças no volume do solo associadas ao aumento do conteúdo de água.

As esmectitas, geralmente possuem elevados limites de liquidez e de plasticidade, especialmente se saturadas com sódio. Caulinita e outras argilas não expansivas têm baixos valores de limite de liquidez.

Coefficiente de extensibilidade linear - A expansibilidade de um solo podem ser quantificada através do coeficiente de extensibilidade linear (COLE). Suponha que uma amostra de solo é umedecida até seu limite de plasticidade e moldada na forma de uma barra com dimensão LM. Se a barra de solo é seca ao ar, ela se contrairá até a dimensão LD. O COLE é a percentagem de redução de comprimento da barra de solo após a contração:

$$COLE = \frac{LM-LD}{LM} \times 100$$

A Figura 1.44 indica como as mudanças de volume utilizadas para o cálculo do COLE estão relacionadas com os limites de Atterberg.

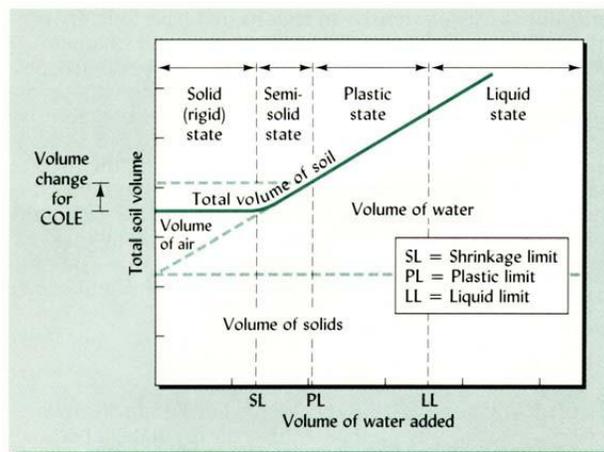


FIGURA 1.44 Uma descrição usual dos limites de Atterberg, que evidencia as principais mudanças no comportamento de solos coesivos com a variação do conteúdo de água (esquerda para direita). À medida que água é acrescentada a um certo volume de solo seco, primeiramente o ar será deslocado; quando mais água é adicionada o volume total do solo aumentará (se o solo possuir propriedades expansivas). Quando o limite de contração (LC) é atingido, o solo torna-se um semi-sólido friável. Com adição de mais água, o limite de plasticidade (LP) é alcançado, tornando o solo plástico e moldável. Ele permanece plástico até que o limite de liquidez (LL) seja atingido, a partir do qual o solo se comportará como um líquido viscoso. A mudança de volume para o cálculo do coeficiente de extensibilidade (COLE) é mostrada à

esquerda.

Sistema Unificado de Classificação Para Materiais de Solo

Tem sido estabelecido um sistema de classificação de materiais de solo em ordem a estabelecer o comportamento de diferentes solos. Para cada tipo de solo é fornecida uma designação de duas letras embasadas em primeiro lugar na textura, limites de Atterberg, e conteúdo de matéria orgânica (Figura 1.45).

O sistema primeiro agrupa os solos em solos de grãos-arenosos (mas de 50% retido numa peneira de 0.075) mm e solos de grãos-finos (mas de 50% passa numa peneira de 0.075) Os materiais arenosos são divididos de acordo ao tamanho dos grãos (grava e areia), quantidade de material fino presente e uniformidade do tamanho dos grãos. Os solos de grãos-finos são divididos em materiais siltosos, argilosos e orgânicos. Essas classes por sua vez são divididas de acordo ao limite líquido (acima ou embaixo de 50) e seu índice de plasticidade.

A classificação de materiais ajuda aos engenheiros a prever resistência, expansibilidade, compressibilidade, e outras propriedades que são necessárias no desenho em engenharia.

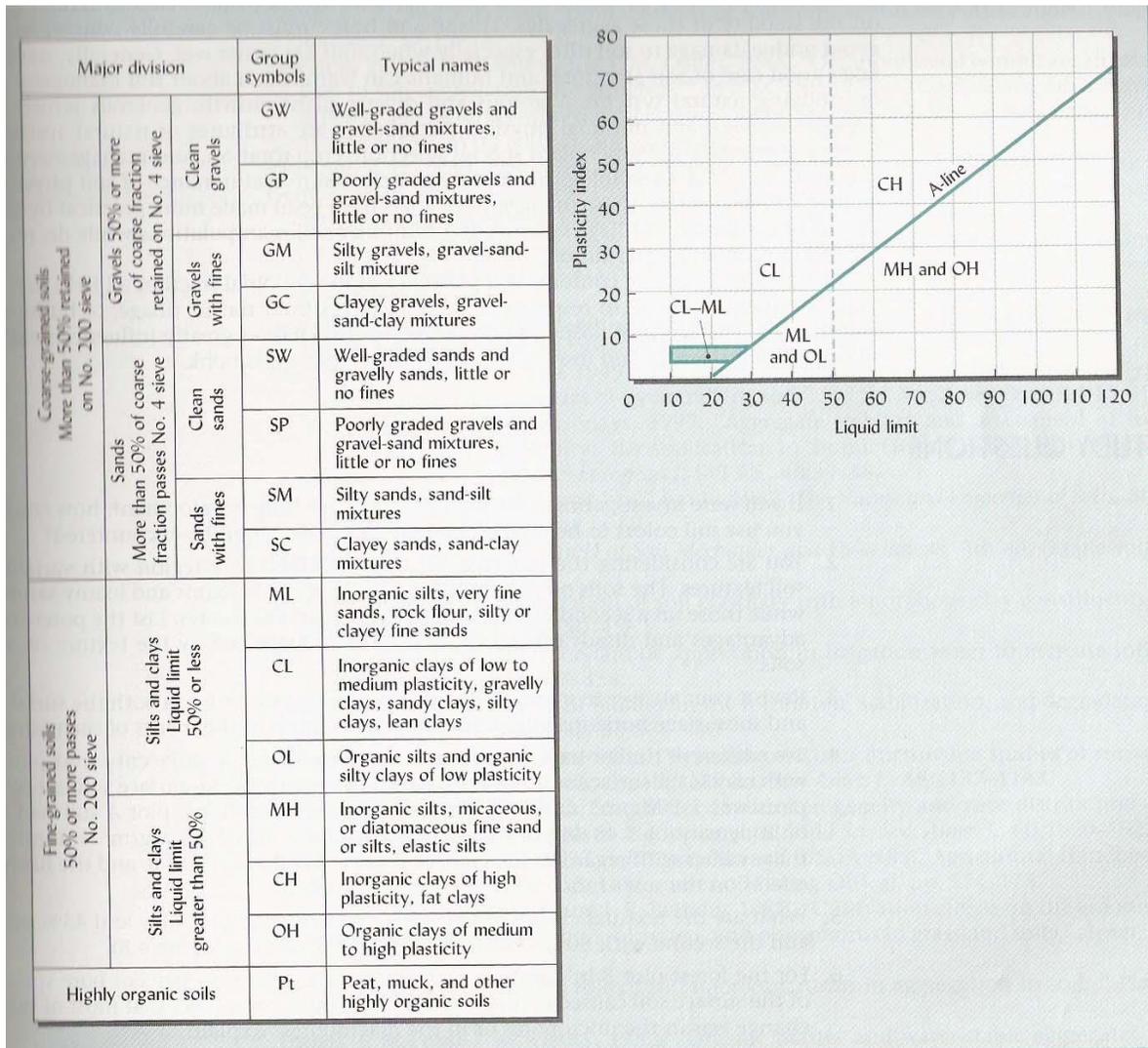


FIGURA 1.45. O Sistema Unificado de Classificação. Note que esse sistema é utilizado para classificar materiais do solo, não corpos naturais do solo. As das letras da designação (SW, MH, etc) auxiliam engenheiros na predição do comportamento dos materiais do solo quando utilizados com propósitos de construção. A primeira letra é uma das seguintes: G = gravel (cascalho), S = sand (areia), M = silts (silte), C = clays (argila), e OM = organich-rich materials (material rico em compostos orgânicos). A segunda letra indica se a areia ou o cascalho são bem separados (W) ou fracamente separados (P), e se o silte, argila e o material orgânico possuem alto (H) ou baixo índice de plasticidade (L). Entre os materiais mais finos (finegrained soils), os que se localizam mais ao topo da tabela são mais recomendados para fundações e base para estradas.

1.11 CONCLUSÃO

As propriedades físicas exercem uma marcada influência no comportamento do solo relacionado com o crescimento das plantas, hidrologia, manejo do ambiente e usos na engenharia. A natureza e propriedades das partículas individuais, seu tamanho e distribuição, e seu arranjo nos solos determina o volume do espaço poroso influenciando assim as relações água e ar.

As propriedades individuais das partículas e sua distribuição (textura) estão sujeitas a pouco controle por parte do homem no campo. Porém, é possível exercer algum controle sobre o arranjo destas partículas em agregados (estrutura do solo) e na estabilidade dos agregados. As lavouras e o tráfego deverão ser convenientemente controlados para evitar danos nos solos das lavouras, especialmente quando o solo esta mais úmido. Geralmente a natureza toma cuidado da estrutura do solo e o homem pode apreender muito sobre

o manejo do solo estudando sistemas naturais. O crescimento vigoroso e diverso das plantas gera um retorno de resíduos orgânicos e minimiza a perturbação, simulando o que acontece em sistemas naturais. A apropriada seleção de espécies de plantas, rotação de culturas, e manejo de fatores físicos, químicos e biológicos podem ajudar a garantir a manutenção da qualidade física do solo. Em anos recentes, esses objetivos de manejo têm sido aplicados com sistemas de cultivo conservacionistas que minimizam a manipulação do solo decrescendo a erosão e a enxurrada superficial.

O tamanho das partículas, o conteúdo de umidade, e a plasticidade da fração coloidal determinam a estabilidade do solo em resposta a forças de carga como tráfego, lavouras ou construções. As propriedades físicas apresentadas neste capítulo influenciam grandemente outras propriedades e usos como os discutidos anteriormente.

A água é um componente essencial para todos os seres vivos. Embora seja uma das mais simples substâncias químicas da natureza, possui propriedades únicas que promovem uma ampla variedade de processos físicos, químicos e biológicos. Estes processos influenciam consideravelmente quase todos os aspectos do desenvolvimento e comportamento do solo, desde o intemperismo dos minerais à decomposição da matéria orgânica e, do crescimento das plantas à contaminação do lençol freático.

A água é familiar a todos nós. Nós bebemos, lavamos, nadamos e irrigamos nossas culturas com ela. Mas a água que bebemos é completamente diferente da água no solo. No solo, a água está intimamente associada com partículas sólidas, particularmente àquelas de tamanho coloidal. A interação entre água e sólidos do solo altera o comportamento de ambos.

A água promove a expansão e contração das partículas do solo, a aderência e a formação estrutural dos agregados. A água participa de inúmeras reações químicas que liberam ou retêm nutrientes, criam acidez ou intemperizam minerais de modo que seus elementos constituintes eventualmente contribuem para a salinidade dos oceanos.

A atração às superfícies sólidas restringe o movimento livre das moléculas de água, proporcionando um comportamento menos líquido e mais sólido. No solo, a água pode movimentar-se tanto ascendentemente como descendentemente. As plantas podem murchar e morrer em um solo cujo perfil contenha um milhão de quilos de água por hectare. Uma camada de areia e cascalho no perfil do solo pode inibir a drenagem, tornando os horizontes superficiais saturados durante grande parte do ano. Estes e outros fenômenos da água no solo parecem contradizer nossos conhecimentos sobre o comportamento da água.

As interações solo - água influenciam muitas funções ecológicas e práticas de manejo do solo. Estas interações determinam quanto da água da chuva infiltra através do solo ou escorre sobre sua superfície. O controle desses processos determina o movimento de substâncias químicas para os lençóis subterrâneos e de substâncias químicas e partículas erodidas para rios e lagos. As interações afetam a taxa de água perdida através da lixiviação e evapotranspiração, o balanço entre ar e água nos poros do solo, a taxa de variação na temperatura do solo, a taxa e o tipo de metabolismo dos organismos do solo e a capacidade do solo em armazenar e disponibilizar água para as plantas.

Os princípios apresentados neste capítulo são fundamentais para um conhecimento do funcionamento do sistema solo.

2.1. Estrutura e Propriedades da Água

A habilidade da água em influenciar diversos processos do solo é determinada principalmente pela sua estrutura molecular. Esta estrutura também é responsável pelo fato de que a água é um líquido, e não um gás em temperaturas encontradas na Terra. A água é, com exceção do mercúrio, a única substância inorgânica (sem carbono) líquida encontrada na Terra. A água é um composto simples, suas moléculas individuais contêm um átomo de oxigênio e dois átomos de hidrogênio muito menores. Os elementos são ligados covalentemente, cada átomo de hidrogênio compartilhando seu único elétron com o oxigênio.

Polaridade

O arranjo dos três átomos na molécula de água não é simétrico. Ao invés dos átomos estarem arranjados linearmente (H-O-H), os átomos de hidrogênio são ligados ao oxigênio em um arranjo em forma de V com um ângulo de apenas 105°. Como mostrado na Figura 2.1, isto resulta em uma molécula assimétrica com os pares de elétrons compartilhados passando mais tempo próximos ao oxigênio do que ao hidrogênio. Consequentemente, a molécula da água exibe polaridade, isto é, as cargas não são igualmente distribuídas. Pelo contrário, o lado no qual os átomos de hidrogênio estão localizados tende a ser eletropositivo e o lado oposto eletronegativo. O fato de que a água é constituída de moléculas polares é responsável por muitas propriedades que fazem com que ela desempenhe funções únicas no ambiente do solo.

A polaridade ajuda a explicar como moléculas de água interagem entre si. Cada molécula de água não atua independentemente, mas está ligada a outras duas moléculas vizinhas. O hidrogênio (positivo) na extremidade de uma molécula atrai o oxigênio (negativo) de outra, resultando em um agrupamento em cadeia (polímero). Devido a união de suas moléculas, a água tem um ponto de ebulição alto, quando comparado a outros líquidos de baixo peso molecular (por exemplo, álcool metílico).

A polaridade também explica porque moléculas de água são atraídas por íons carregados eletrostaticamente e à superfícies coloidais. Cátions tais como H^+ , Na^+ , K^+ e Ca^{2+} tornam-se hidratados devido a sua atração pelo oxigênio (negativo) na extremidade da molécula de água. Do mesmo modo, superfícies de argila carregadas negativamente atraem a água, através do hidrogênio (positivo) na extremidade da molécula. A polaridade também promove a dissolução de sais na água, pelo fato de que os componentes iônicos têm maior atração pelas moléculas de água do que entre si.

Quando moléculas de água são atraídas por íons carregados eletrostaticamente ou pelas superfícies das partículas de argila, elas se tornam mais próximas do que na água pura. Neste estado de arrançamento seu movimento livre é restrito e seu estado de energia é menor do que na água pura. Assim, quando íons ou partículas de argila tornam-se hidratados, energia deve ser liberada. Esta liberação de energia é evidenciada como o calor de solução, quando íons são hidratados, ou como calor de umedecimento, quando as partículas de argila são umedecidas. Este último fenômeno pode ser demonstrado colocando-se um pouco de argila seca na palma da mão e adicionando algumas gotas de água, um pequeno aumento na temperatura pode ser sentido.

Pontes de Hidrogênio

Através das pontes de hidrogênio, um átomo de hidrogênio pode ser compartilhado entre dois átomos eletronegativos tais como O e N, formando uma ligação de relativamente baixa energia. Devido à sua alta eletronegatividade, um átomo de oxigênio em uma molécula de água exerce atração pelo átomo de hidrogênio na molécula vizinha. Este tipo de ligação é responsável pela polimerização da água. As pontes de hidrogênio também são responsáveis pelos altos, ponto de ebulição, calor específico e viscosidade da água, em comparação com as mesmas propriedades de outros compostos hidrogenados, tais como H_2S , que possui alto peso molecular mas não apresenta pontes de hidrogênio. Estas pontes também são responsáveis pela rigidez estrutural de alguns cristais de argila e pela estrutura de alguns compostos orgânicos, tais como proteínas.

Coesão versus adesão

As pontes de hidrogênio determinam as duas forças básicas responsáveis pela retenção e movimento da água no solo: a atração entre moléculas de água (coesão) e atração das moléculas de água pelas superfícies sólidas (adesão). Pela adesão (também chamada adsorção), algumas moléculas de água são firmemente retidas nas superfícies das partículas sólidas do solo. Por sua vez, estas moléculas de água retidas por adesão retêm por coesão outras moléculas de água mais distantes das superfícies sólidas (Figura 2.2). Juntas, as forças de adesão e coesão tornam possível que as partículas sólidas do solo retenham água, controlando seu movimento e uso. A adesão e coesão também tornam possível a plasticidade das argilas.

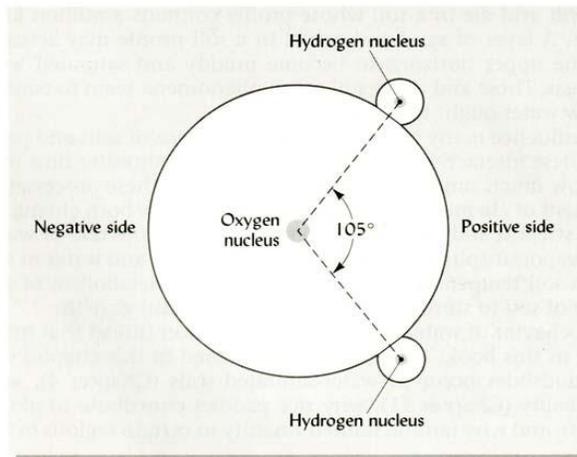


FIGURA 2.1 Representação bidimensional de uma molécula de água mostrando um grande átomo de oxigênio e dois átomos de hidrogênio muito menores. O ângulo H-O-H de 105° resulta em um arranjo assimétrico. Um lado da molécula de água (com dois hidrogênios) é eletropositivo e o outro eletronegativo. Isto explica a polaridade da água.

Tensão superficial

Outra importante propriedade da água, que influencia seu comportamento nos solos é a tensão superficial. Esta propriedade é normalmente evidenciada nas interfaces líquido - ar e resulta da maior atração das moléculas de água umas pelas outras (coesão) do que pelo ar (Figura 2.3). A tensão superficial é uma força que atua na superfície, em direção ao líquido, que faz com que a água se comporte como se sua superfície fosse coberta com uma membrana elástica, o que pode ser facilmente constatado observando-se insetos caminhando sobre a água em um lago (Figura 2.4). Devido a atração relativamente alta entre moléculas, a água apresenta uma alta tensão superficial ($72,8 \text{ N/mm}$ a 20°C) quando comparada com a maioria dos outros líquidos (por exemplo, álcool etílico, $22,4 \text{ N/mm}$). Como veremos, a tensão superficial é um fator importante no fenômeno da capilaridade, o qual determina como a água se move e é retida no solo.

2.2 Fundamentos da Capilaridade e Água no Solo

O movimento ascendente da água num tubo capilar representa o fenômeno da capilaridade. Duas forças são responsáveis pela capilaridade: (1) atração da água por superfícies sólidas (adesão ou adsorção) e (2) tensão superficial da água, que é em grande parte devida à atração entre as moléculas de água (coesão).

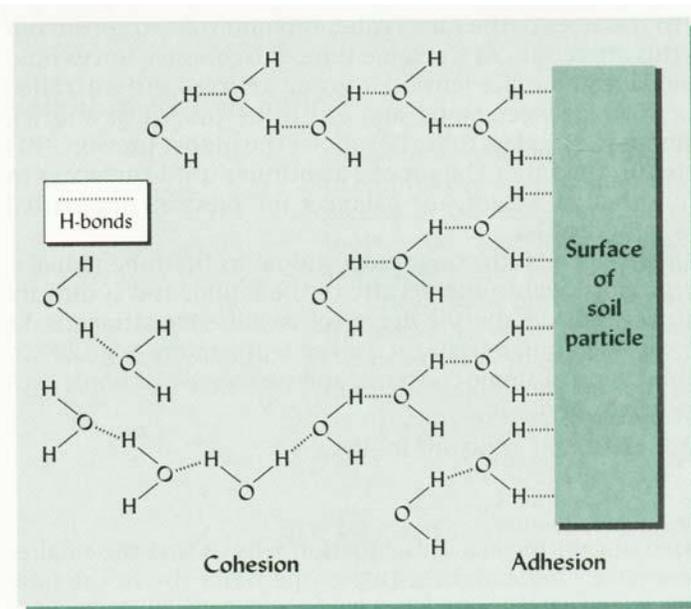


FIGURA 2.2 As forças de coesão (entre moléculas de água) e adesão (entre água e superfícies sólidas) em um sistema solo - água. Essas forças são, em grande parte, resultado das pontes de hidrogênio representadas pelas linhas pontilhadas. A força de adesão ou adsorção diminui rapidamente com a distância da superfície sólida. A coesão entre moléculas de água resulta na formação de agrupamentos temporários que estão constantemente mudando de tamanho e forma, a medida que moléculas individuais de água são liberadas ou se unem às outras. A coesão entre moléculas de água também faz com que a fase sólida restrinja indiretamente a liberdade do movimento da água até determinada distância, além da interface sólido - líquido.

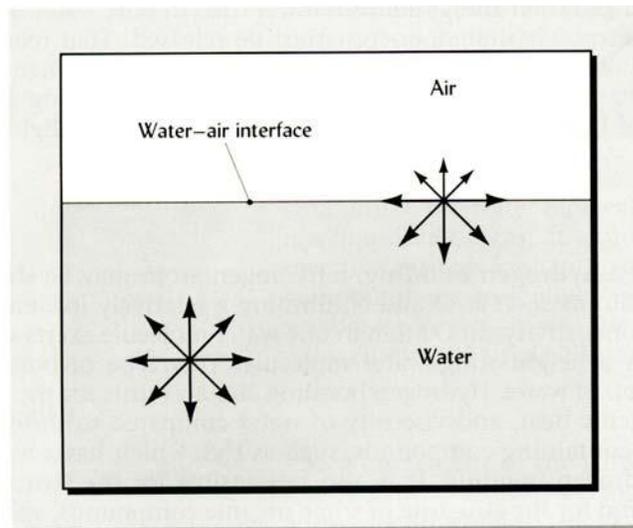


FIGURA 2.3 Forças comparativas atuando nas moléculas de água na superfície e abaixo dela. As forças que atuam abaixo da superfície são iguais em todas as direções, pelo fato de que cada molécula de água é igualmente atraída por todas as moléculas vizinhas. Entretanto, na superfície a atração do ar pelas moléculas de água é muito menor do que das moléculas de água entre si. Consequentemente, há uma força descendente nas moléculas superficiais que resulta em um efeito semelhante à um filme comprimido ou membrana contrátil. Este fenômeno é chamado tensão superficial.

Mecanismo da Capilaridade

A capilaridade pode ser demonstrada colocando-se a extremidade de um tubo fino de vidro, limpo, na água. A água subirá no tubo; quanto menor o diâmetro do tubo maior a altura de ascensão. As moléculas de água são atraídas pelas paredes do tubo (adesão) e começam a se espalhar ao longo da superfície de vidro em resposta a esta atração. Ao mesmo tempo, as forças coesivas mantêm as moléculas de água unidas e criam uma tensão superficial, causando uma curvatura da superfície (menisco), na interface entre água e ar (Figura 2.5c). A menor pressão sob o menisco (P2) permite que a maior pressão (P1) sobre a água livre empurre a água através do tubo. O processo continua até que a água no tubo tenha se erguido o suficiente para que seu peso equilibre a diferença de pressão através do menisco (para maiores detalhes veja o Quadro 2.1).

A altura de ascensão em um tubo capilar é inversamente proporcional ao raio r do tubo. A ascensão capilar é também inversamente proporcional a densidade do líquido e, diretamente proporcional à tensão superficial do líquido e ao grau de atração adesiva à superfície sólida. Se considerarmos o líquido como sendo água, a 20°C, podemos usar uma equação simples para calcular a altura de ascensão capilar h :

$$h = \frac{0,15}{r}$$

Onde h e r são expressos em centímetros. Esta equação evidencia que quanto menor o diâmetro do tubo, maior a força capilar, e maior a ascensão da água no tubo (Figura 2.6a).



FIGURA 2.4 Diariamente podem ser constatadas evidências da tensão superficial da água (acima) como insetos deslocando-se sobre a água, e forças de coesão e adesão (abaixo) como uma gota de água mantida entre os dedos (cortesia de R. Weil).

Ascensão capilar no solo

Forças capilares são atuantes em todos os solos úmidos. Entretanto, a taxa de movimento e a ascensão são menores do que se espera, considerando apenas o diâmetro dos poros do solo. Uma razão é que os poros do solo não são uniformes como tubos de vidro. Além disso, alguns poros contêm ar aprisionado diminuindo ou impedindo o movimento capilar da água (Figura 2.6b).

O movimento ascendente devido à capilaridade no solo é ilustrado na Figura 2.6c. Normalmente, a ascensão é resultante da capilaridade é maior em solos com textura fina, mas a taxa de fluxo pode ser muito baixa, devido à força de atrito nos pequenos poros. Os poros maiores encontrados em solos arenosos apresentam pouca resistência por atrito ao rápido movimento capilar da água. Entretanto, como pode ser observado na discussão sobre a equação da capilaridade, o maior raio dos poros entre partículas de areia resulta numa pequena ascensão capilar¹.

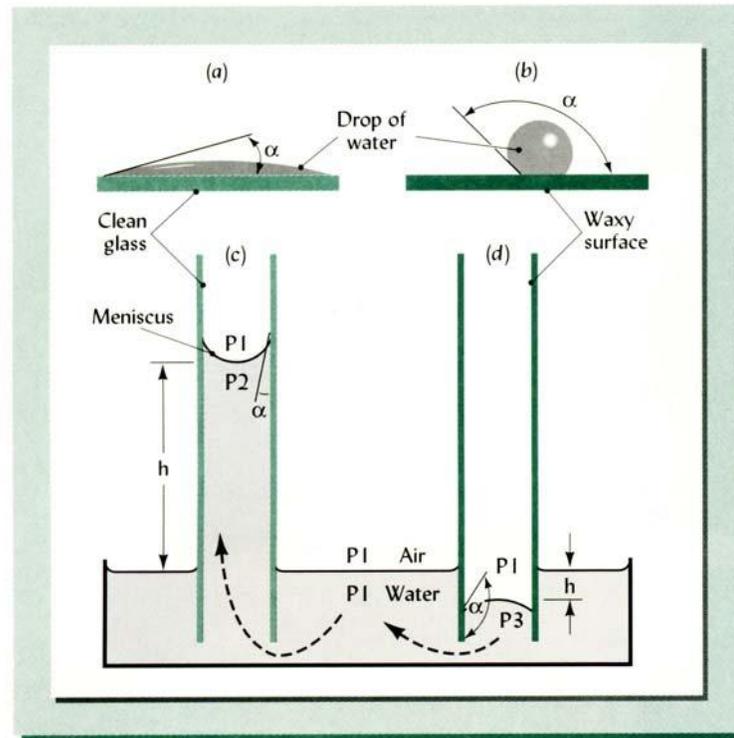


FIGURA 2.5. A interação da água com uma superfície hidrofílica (a,c) ou hidrofóbica (b,d) resulta em um ângulo de contato característico (α). Se a superfície sólida constitui-se de um tubo, forma-se uma interface água - ar curva, denominada menisco, devido às forças de adesão e coesão. Nesta interface, a pressão no lado convexo da curvatura é menor que no lado côncavo. (c) A ascensão capilar ocorre em um tubo hidrofílico fino (vidro) porque a pressão abaixo do menisco (P2) é menor que a pressão na água livre. (d) A depressão capilar ocorre se o tubo é hidrofóbico, e o menisco é invertido.

A capilaridade é tradicionalmente ilustrada como um fenômeno ascendente. Mas o movimento se dá em qualquer direção, devido ao fato de que a atração entre os poros do solo e água, é eficiente em formar meniscos tanto em poros no sentido horizontal como vertical (Figura 2.7). A importância da capilaridade no controle do movimento da água em poros pequenos, se tornará evidente quando abordarmos os conceitos de energia da água no solo.

¹Por exemplo, se a ascensão por capilaridade é de 37 cm sobre o lençol freático em solo arenoso (como mostrado no exemplo da Figura 2.6c), então pode-se estimar (ajustando-se a equação da capilaridade para $r = 0,15/h$) que o raio equivalente dos poros deve ser de 0,004 cm ($0,15/37 = 0,004$).

2.3 Conceitos da Energia da Água no Solo

A retenção e o movimento da água no solo, sua absorção e translocação nas plantas, e sua perda para a atmosfera são fenômenos relacionados à energia. Diferentes tipos de energia estão envolvidos, incluindo energia potencial e cinética. A energia cinética é certamente um fator importante no movimento da água em um rio, mas o movimento da água nos solos é tão lento que o componente da energia cinética pode ser desprezado. A energia potencial é a mais importante na determinação do estado e movimento da água no solo. Por questão de simplicidade, usaremos neste texto o termo energia em referência à energia potencial.

Ao considerarmos a energia, devemos ter em mente que todas as substâncias, incluindo a água, tendem à se mover ou mudar de um estado de maior energia para um de menor. Portanto, se conhecermos os níveis de energia em diferentes pontos no solo, pode-se prever a direção do movimento. São as diferenças nos níveis de energia entre locais vizinhos que influenciam o movimento da água.

Forças que afetam a energia potencial

A discussão sobre estrutura e propriedades da água nas seções anteriores, sugere três importantes forças afetando o nível de energia da água no solo. Em primeiro lugar a adesão ou a atração da água pelos sólidos do solo (matriz), promovem uma força mátrica (responsável pela adsorção e capilaridade) que reduz consideravelmente o estado de energia da água próximo às superfícies das partículas. Em segundo lugar, a atração da água aos íons e outros solutos, resulta em forças osmóticas, que tendem a reduzir o estado de energia da água na solução do solo. O movimento osmótico da água pura através de uma membrana semipermeável em direção a uma solução (osmose) é uma evidência do menor estado de energia da água na solução. A terceira principal força que atua sobre a água no solo é a gravidade, que sempre puxa a água para baixo. O nível de energia da água no solo a uma dada elevação no perfil é maior do que da água a um nível inferior. Essa diferença de energia faz com que a água flua descendentemente.

Potencial da água no solo

A diferença entre os níveis de energia de um local ou condição (por exemplo, solo úmido) para outro (por exemplo, solo seco) determina a direção e a taxa de movimento da água no solo e nas plantas. Em solo úmido, a maior parte da água é retida nos poros maiores ou como filmes espessos de água envolvendo as partículas. Assim, a maioria das moléculas de água em um solo úmido não estão muito próximas da superfície das partículas e, desse modo, não são fortemente retidas pelos sólidos do solo (matriz). Nessa condição, as moléculas de água possuem uma considerável liberdade de movimento, então seu nível de energia é próximo ao da água pura. Por outro lado, em um solo seco, a água remanescente é localizada nos poros menores e em finos filmes de água, sendo fortemente retida pelos sólidos do solo. Assim as moléculas de água em um solo seco possuem pouca liberdade de movimento, e o seu nível de energia é muito menor que o da água em solos úmidos. Se amostras de solo úmido e seco são colocadas em contato, a água se movimentará do solo úmido (maior estado de energia) para o solo seco (menor estado de energia).

A determinação do nível absoluto de energia da água no solo é uma tarefa difícil e muitas vezes, impossível. Felizmente, não é necessário conhecer o nível absoluto de energia da água para predizer como será seu movimento no solo e no ambiente. O conhecimento dos valores relativos de energia da água no solo é suficiente. Normalmente, o estado de energia da água num determinado local do perfil é comparado ao da água pura a pressão e temperatura constantes, sem a influência do solo e localizada em uma altura de referência. A diferença entre os níveis de energia da água pura no estado de referência e a água no solo é chamada potencial da água no solo (Figura 2.8), o termo potencial, do mesmo modo que o termo pressão, implica em uma diferença no estado de energia.

Se todos os valores do potencial da água considerados têm um ponto de referência comum, (o estado de energia da água pura), as diferenças no potencial da água entre duas amostras de solo refletem a diferença em seus níveis absolutos de energia. Isso significa que a água se moverá de uma zona do solo possuindo um alto potencial para outra que tenha menor potencial. Este fato deve ser considerado sempre que se abordar o comportamento da água do solo.

QUADRO 2.1 - O MECANISMO DA CAPILARIDADE

A ação da capilaridade é devida às forças combinadas de adesão e coesão, como verificado quando uma gota de água é colocada sobre uma superfície sólida. Substâncias sólidas que possuem uma superfície eletronegativa (devida por exemplo, aos átomos de oxigênio nos tetraedros de silício, presentes no quartzo ou vidro) atraem fortemente a extremidade eletropositiva do hidrogênio H na molécula de água. Essas substâncias são chamadas hidrofílicas (afinidade pela água), pois a atração das moléculas de água pelas superfícies sólidas (adesão) é maior que a atração entre as moléculas de água (coesão), a adesão fará com que uma gota de água colocada sobre uma superfície sólida hidrofílica, como vidro limpo, se espalhe ao longo desta superfície formando assim um ângulo agudo ($< 90^\circ$) entre a interface água-ar e superfície sólida (Figura 2.5a). Esse ângulo de contato é específico para interações entre diferentes substâncias líquidas e sólidas (exemplo: água e vidro). Quanto maior a atração das moléculas de água pela superfície sólida, mais próximo de zero será o ângulo de contato.

Por outro lado, moléculas de água colocadas sobre uma superfície hidrofóbica (que repele a água) adquirem forma esférica. O ângulo de contato resultante é obtuso ($> 90^\circ$), indicando que a adesão não é tão forte quanto a coesão (Figura 2.5b).

Se ao invés de uma superfície plana e uma gota d'água, considerarmos um tubo de diâmetro reduzido, de vidro limpo, colocado sobre a água, a adesão fará com que a água se espalhe sobre a superfície, formando o mesmo ângulo de contato α com o vidro, como observado no caso da gota d'água. Ao mesmo tempo, a coesão entre as moléculas de água cria uma tensão superficial, que faz com que uma superfície curva (chamada menisco), se forme na interface entre água e ar no interior do tubo (Figura 2.5c). Se o ângulo de contato é próximo a zero, a curvatura do menisco será semelhante a um semi círculo.

A interface curva entre a água e ar faz com que a pressão seja menor no lado convexo (P_2 , Figura 2.5c) do que no lado côncavo do menisco. A pressão atmosférica (P_1) atua sobre o menisco e a superfície livre da água no recipiente. Pelo fato da pressão no menisco P_2 ser menor que a pressão na superfície livre da água, a água é empurrada no interior do tubo capilar. A ascensão da água no tubo se dará até que o menisco alcance uma altura h , no qual o peso da água no tubo equilibra a diferença de pressão $P_2 - P_1$. Nesta condição, as forças empurrando a água no tubo estarão em equilíbrio com as forças puxando-a para baixo.

As forças ascendentes são determinadas pelo produto da tensão superficial (T), o comprimento da superfície de contato entre o tubo e o menisco (circunferência do tubo = $2\pi r$) e o componente ascendente dessa força ($\cos \alpha$). As forças descendentes são determinadas pelo produto da densidade da água (d), o volume da água acima da superfície livre ($h\pi r^2$) e a aceleração da gravidade g .

Deste modo, quando a ascensão capilar cessa, temos a seguinte igualdade:

$$\begin{aligned} \text{Forças ascendentes} &= \text{Forças descendentes} \\ T \times 2\pi r \times \cos \alpha &= d \times h \times \pi r^2 \times g \end{aligned}$$

Note que se o raio do tubo tivesse metade do diâmetro ($0,5r$), a força de ascensão seria reduzida à metade, mas as forças descendentes seriam 0,25 vezes maiores ($(0,5r)^2 = 0,5r \times 0,5r = 0,25r^2$) assim, a ascensão seria o dobro. Esta é a razão pela qual a ascensão capilar é maior em tubos de menor diâmetro. A equação de equilíbrio entre as forças ascendentes e descendentes pode ser matematicamente rearranjadas isolando-se a altura de ascensão capilar:

$$h = 2 T \cos \alpha / rdg$$

A maior parte das interações entre água e sólidos no solo é do tipo hidrofílica como mostrado na Figura 2.5a e c. A atração entre água e superfície das partículas do solo é normalmente tão forte, que o ângulo de contato é muito próximo a zero, fazendo com que o coseno seja aproximadamente igual a 1. O $\cos \alpha$ pode então ser ignorado sob tais circunstâncias. Os outros três fatores que afetam a ascensão capilar (T , d e g) são constantes a uma dada temperatura e podem ser combinados em uma única constante. Assim, a equação simplificada da capilaridade, pode ser escrita da seguinte forma:

$$h \text{ (cm)} = 0,15 \text{ (cm}^2\text{)} / r \text{ (cm)}$$

Como esperado, a ascensão capilar só ocorrerá se o tubo for feito de material hidrofílico. Se um tubo hidrofóbico (por exemplo um tubo encerado) é colocado dentro de um recipiente com água, o menisco será convexo, ao invés de côncavo, e deste modo ocorrerá a depressão capilar (Figura 2.5d). Esta situação ocorre em certas camadas de solo que repelem a água.

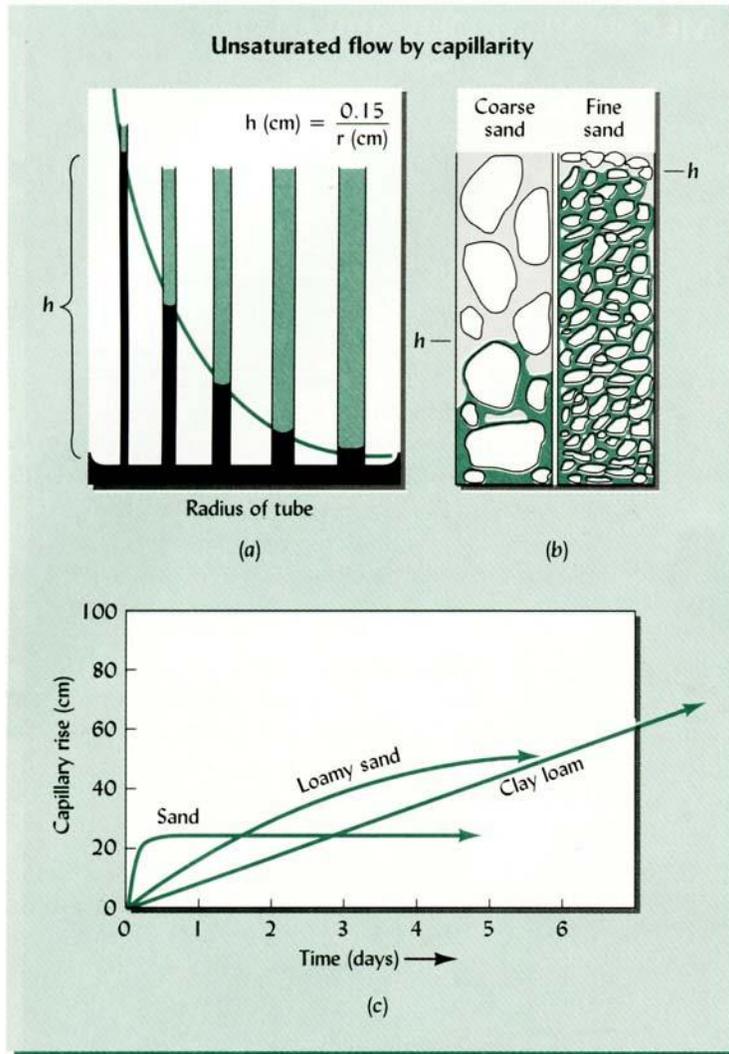


FIGURA 2.6 Movimento capilar ascendente da água através de tubos de diferentes diâmetros e solos com diferentes tamanhos de poros. a) A equação da capilaridade pode ser esquematizada para mostrar que a altura de ascensão (h) duplica quando o raio do tubo é reduzido à metade. A mesma relação pode ser demonstrada utilizando tubos de vidro de diferentes diâmetros. b) O mesmo princípio relaciona o tamanho dos poros no solo e a ascensão capilar, mas a ascensão da água no solo é irregular, devido a tortuosidade e variabilidade em tamanho dos poros (e também devido ao ar aprisionado nos poros). c) Quanto mais fina a textura do solo, menor o diâmetro médio de poros e, assim, maior a ascensão capilar acima do lençol freático. Entretanto, devido a maior intensidade das forças de atrito nos poros menores, a ascensão capilar é menor nos solos de textura fina do que nos solos arenosos.

O potencial da água no solo é devido à diversas forças, cada uma delas é um componente do potencial total da água no solo Ψ_t . Estes componentes são originados das diferenças nos níveis de energia resultantes das forças gravitacional, mátrica, pressão e osmótica, e são chamados de potencial gravitacional Ψ_g , potencial mátrico Ψ_m , potencial de pressão e potencial osmótico Ψ_o , respectivamente. Todos esses componentes agem simultaneamente influenciando o comportamento da água no solo. A relação geral entre o potencial da água no solo e os níveis de potenciais mostrados na Figura 2.8 pode ser expressa como:

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_o + \dots$$

Onde as reticências (...) indicam a possível contribuição de outros potenciais não ainda mencionados.

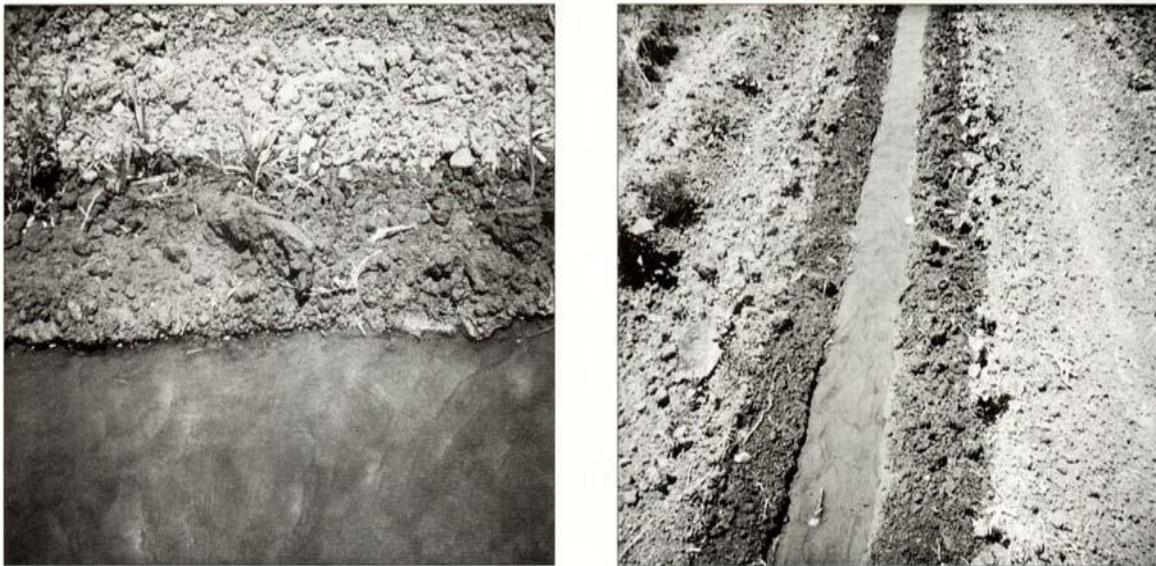


FIGURA 2.7 Como mostra a imagem à esquerda, a água move-se ascendentemente no sulco de irrigação por capilaridade. A foto à direita ilustra o movimento horizontal da água em ambos os lados do sulco de irrigação.

Potencial gravitacional

A força gravitacional atua na água do solo do mesmo modo que em qualquer outro corpo, sendo a atração gravitacional em direção ao centro da Terra. O potencial gravitacional Ψ_g da água do solo pode ser expresso matematicamente como:

$$\Psi_g = gh$$

Onde g é a aceleração da gravidade e h é a altura da ascensão da água no solo acima do nível de referência. O nível de referência é normalmente escolhido dentro do perfil ou no seu limite inferior, para assegurar que o potencial gravitacional da água no solo, acima do ponto de referência, seja sempre positivo.

Após chuvas pesadas ou irrigação, a gravidade desempenha um papel importante na remoção do excesso de água dos horizontes superficiais e no reabastecimento do lençol freático abaixo do perfil de solo.

Potencial de Pressão e Mátrico

Este componente considera os efeitos de todos os fatores com exceção da gravidade e concentração da solução. Incluindo (1) a pressão hidrostática positiva, ocasionada pelo peso da água em solos saturados e aquíferos e (2) a pressão negativa causada pelas forças de atração entre a água e os sólidos do solo ou a matriz do solo².

A pressão hidrostática é responsável pelo que é chamado de potencial de pressão (Ψ_p), um componente que só é considerado em áreas saturadas. Qualquer pessoa que tenha mergulhado até o fundo de uma piscina pode sentir a ação da pressão hidrostática nos ouvidos.

A atração da água pelas superfícies sólidas é responsável pelo que é chamado de potencial mátrico (Ψ_m), o qual é sempre negativo, pois a água atraída à matriz do solo tem estado de energia menor que o da água pura. Estas pressões negativas são algumas vezes chamadas de sucção ou tensão. O potencial mátrico ocorre em condições não saturadas, acima do lençol freático, enquanto o potencial de pressão se aplica a condições saturadas ou abaixo do lençol freático (Figura 2.10).

² Além das forças mátricas e hidrostáticas em algumas situações o peso da sobrecarga e a pressão do ar também contribuem para o potencial total da água no solo.

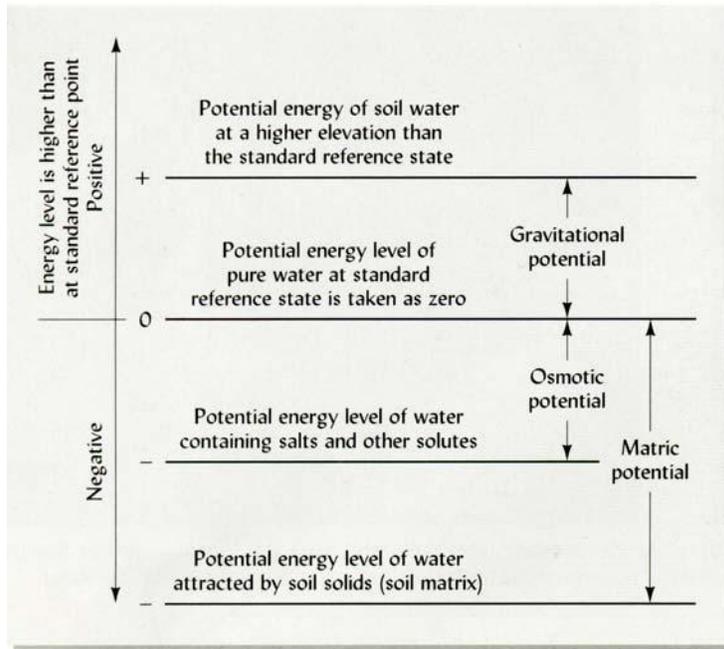


FIGURA 2.8 Relação entre energia potencial da água pura em um estado de referência padrão (pressão, temperatura e elevação) e da água no solo. Se a solução no solo contém sais e outros solutos, a atração mútua entre as moléculas de água e estas substâncias químicas reduz a energia potencial da água, o grau de redução é chamado de potencial osmótico. Do mesmo modo, a atração mútua entre os sólidos do solo e as moléculas de água no solo também reduz a energia potencial da água. Neste caso, a redução é chamada potencial mátrico. Como estas interações reduzem o nível de energia da água com relação ao da água pura, as mudanças no nível de energia (potencial osmótico e mátrico) são considerados em valores negativos. Por outro lado, mudanças no estado de energia devidas à ação da gravidade (potencial gravitacional) são sempre positivas. Isto ocorre porque o nível de referência da água pura é proposadamente estabelecido em um local no perfil do solo abaixo do ponto considerado. Uma raiz de planta ao absorver água do solo úmido deve superar as três forças simultaneamente.



FIGURA 2.9 Se considerarmos o potencial mátrico, osmótico ou gravitacional (como na figura) a água sempre se movimentará para onde o estado energético é menor. Neste caso a energia perdida pela água é usada para movimentar uma roda para moer farinha (Foto cortesia de R. Weil).

Enquanto cada uma destas pressões é significativa em situações específicas de campo, o potencial mátrico é importante em todas as condições de solos não saturados pois neste caso as interações entre os sólidos do solo e água estão sempre presentes. O movimento da água no solo, a disponibilidade de água às plantas, e as soluções para muitos problemas em engenharia civil são em grande parte determinados através do potencial mátrico. Consequentemente, o potencial mátrico receberá especial atenção neste texto, juntamente com os potenciais gravitacional e osmótico.

O potencial mátrico (Ψ_m), que é resultado do fenômeno de adesão (ou adsorção) e da capilaridade, influencia a retenção e/ou movimento de água no solo. Diferenças de Ψ_m entre duas zonas adjacentes de um solo estimulam o movimento da água de zonas mais úmidas (alta estado de energia) para as zonas mais secas (baixa estado energia) ou de poros maiores para menores. Apesar deste movimento ser lento, ele é extremamente importante, especialmente no suprimento de água para as raízes das plantas.

Potencial Osmótico

O potencial osmótico é atribuído à presença de solutos na solução de solo. Os solutos podem ser sais inorgânicos ou componentes orgânicos. Sua presença reduz a energia potencial de água, principalmente por reduzirem a liberdade de movimento das moléculas de água que se agrupam em torno de cada íon soluto ou molécula. Quanto maior a concentração de solutos, menor o potencial osmótico. Como sempre, a água tenderá a se mover de onde seu nível de energia for maior, neste caso a zona com maior concentração de solutos.

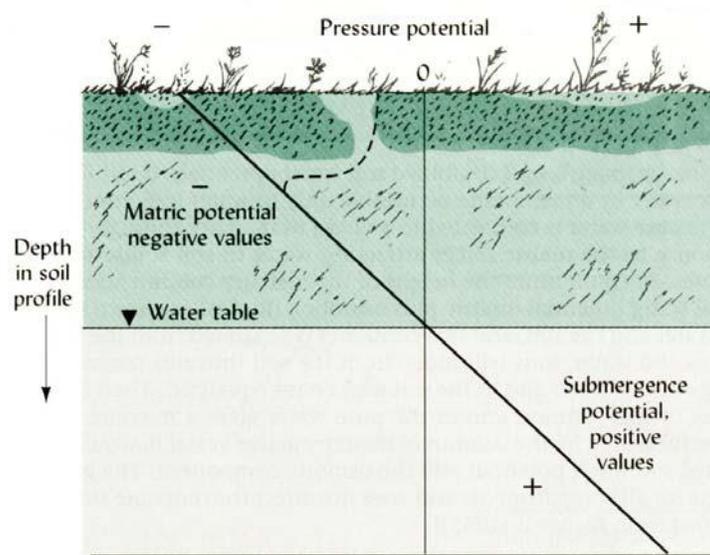
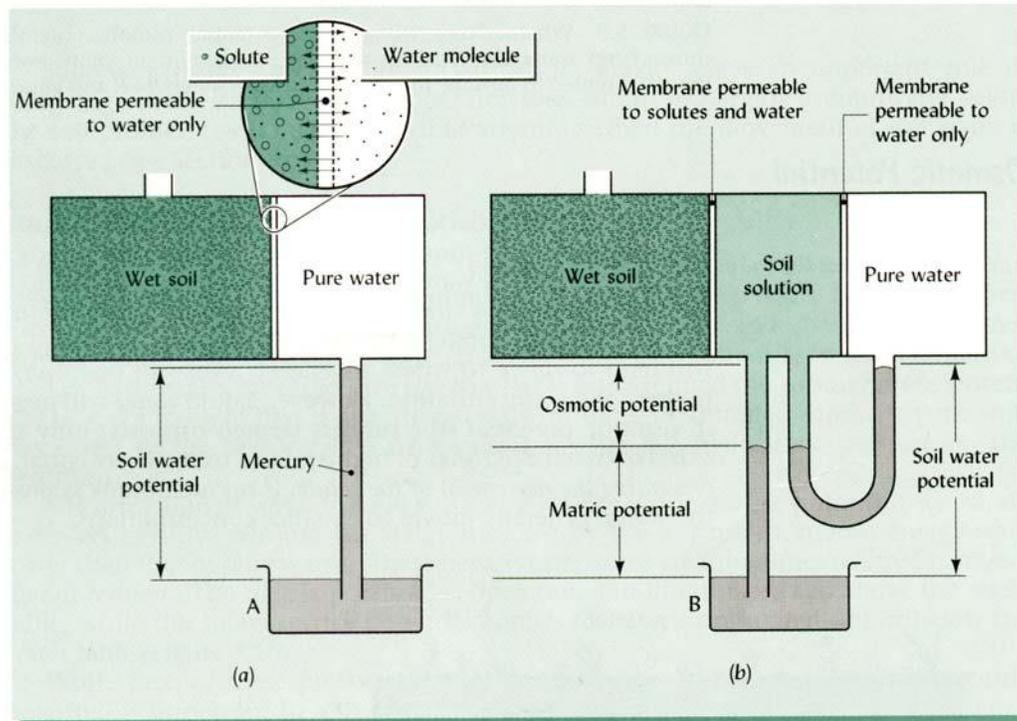


FIGURA 2.10 O potencial mátrico é também um potencial de pressão. O potencial mátrico é sempre negativo e o potencial de pressão é sempre positivo. Quando água se encontra em solos não saturados acima do lençol freático (parte superior da zona saturada) está sujeita à influência do potencial mátrico. A água abaixo do lençol freático em solo saturado está sujeita ao potencial de pressão. No exemplo mostrado, o potencial mátrico decresce linearmente com a elevação acima do lençol freático, significando que a ascensão da água por atração capilar a partir do lençol freático é a única fonte de água neste perfil. Chuva ou irrigação (linha pontilhada) alterariam ou curvariam a linha reta, mas não mudariam a relação fundamental descrita.

Entretanto, a água se moverá em resposta à diferenças de potencial osmótico (osmose) somente na existência de uma membrana semi permeável entre as zonas de alto e baixo potencial osmótico, permitindo o fluxo da água, mas impedindo o movimento do soluto. Na ausência de membranas, ao invés da água, o soluto geralmente se move para equilibrar a concentração.

Pelo fato das zonas do solo não serem separadas por membranas, o potencial osmótico (Ψ_o) tem pouco efeito sobre o movimento em massa da água no solo. Seu principal efeito se dá sobre a absorção de água pelas células das raízes das plantas, que estão isoladas da solução do solo pelas suas membranas celulares semi-permeáveis. Em solos com alta concentração de sais solúveis, o Ψ_o pode ser mais baixo (ter um alto valor negativo) na solução de solo do que nas raízes das plantas. Isto leva a restrições na absorção de água pelas plantas. Em solos muito salinos, o potencial osmótico da água no solo pode ser tão baixo que causará o colapso (plasmólise) das células em plântulas jovens, a medida que a água sai das células em direção a uma zona de menor potencial osmótico, no solo. O movimento aleatório das moléculas de água faz com que algumas delas escapem de um volume de água, entrem na atmosfera, e se tornem vapor d'água. Como a presença de solutos restringe o movimento das moléculas, algumas delas escapam com o aumento da concentração de solutos. Deste modo, a pressão de vapor da água é menor no ar sobre água salina do que no ar sobre água pura. Por afetar a pressão de vapor da água, o potencial osmótico afeta o movimento de vapor d'água nos solos. O processo de osmose e a relação entre os componentes mátrico e osmótico do potencial total de água no



solo, são mostrados na Figura 2.11.

FIGURA 2.11 Relações entre os potenciais: osmótico, mátrico, e a combinação de ambos. Assumindo um recipiente com solo separado da água pura por uma membrana permeável apenas à água (veja o detalhe mostrando a osmose através da membrana) (esquerda). A água pura é conectada a uma vasilha de mercúrio através de um tubo. A água se moverá para o solo em resposta às forças mátricas que a atraem aos sólidos do solo e as forças osmóticas que atraem a água aos solutos. No equilíbrio, a altura da coluna de mercúrio acima do nível da vasilha A é a medida dos potenciais da água no solo (mátrico mais osmótico). Assumindo um segundo recipiente colocado entre a água pura e o solo, separado do solo por uma fina tela permeável a solutos e água (direita). Os íons se moverão para o solo deste segundo recipiente até a que concentração de solutos na água e no solo tenha se equilibrado. Então a diferença entre as energias potenciais da solução e da água pura fornece uma medida do potencial osmótico. O potencial mátrico, como medido pela coluna de mercúrio acima da vasilha B, seria então a diferença entre os componentes do potencial de água no solo, combinados, e o potencial osmótico. O potencial gravitacional (não mostrado) é o mesmo para todos os recipientes e não afeta o movimento de água por este ser na direção horizontal. [Modificado de Richards (1965)]

Unidades dos níveis de Energia

Diversas unidades podem ser usadas para expressar as diferenças nos níveis de energia da água no solo. Uma delas é a altura de uma coluna de água (normalmente em centímetros). Já abordamos esta forma de expressão desde que, o termo h da equação da capilaridade indica o potencial mátrico da água em um poro capilar. Uma segunda unidade é a pressão atmosférica padrão ao nível do mar, que é igual a 760 mm Hg ou 1020 cm de água. A unidade chamada bar é aproximada a pressão atmosférica padrão. A energia pode ser expressa por unidade de massa (joules kg^{-1}) ou por unidade de volume (newton m^{-3}). No sistema internacional de unidades (SI), 1 Pascal (Pa) equívale a 1 Newton (N) agindo sobre uma área de 1 m^2 . Neste texto será adotada a unidade Pa ou quilopascal (kPa) para expressar o potencial da água no solo. Como em outras publicações podem ser adotadas outras unidades, a Tabela 2.1 mostra as transformações para outras unidades comumente utilizadas, que expressam o potencial da água no solo.

2.4 Conteúdo de Umidade e Potencial da Água no Solo

A discussão prévia sugere uma relação inversa entre o conteúdo de água no solo e a energia com que a água é retida no solo. A água flui mais facilmente de um solo úmido para outro com menor umidade. Muitos fatores afetam a relação entre o potencial da água no solo (Ψ) e o conteúdo de umidade (θ).

Umidade do Solo versus Potencial Mátrico

A relação entre o potencial da água no solo (Ψ) e conteúdo de água (θ) de três solos com diferentes texturas é mostrada na Figura 2.12. Tais curvas são também conhecidas como curva característica de retenção de água no solo ou simplesmente curva característica. A forma suavizada das curvas indica uma mudança gradual no potencial da água no solo, com o aumento do conteúdo de água e vice-versa. O solo argiloso retém muito mais água, a um determinado potencial, do que o solo franco ou o arenoso. Deste modo, a um dado conteúdo de água, ela é retida mais fortemente no solo argiloso do que nos outros dois, (note que o potencial da água no solo é plotado em escala logarítmica). A quantidade de argila no solo determina a proporção de microporos. Como veremos, quase metade da água retida por solos argilosos, está firmemente retida nos microporos e não está disponível para as plantas. A textura do solo exerce uma influência significativa sobre a retenção de umidade no solo.

A estrutura do solo também influencia a relação entre o conteúdo de água e energia. Um solo bem estruturado possui maior porosidade total e maior capacidade de retenção de água do que um mal estruturado ou que tenha sido compactado. Quanto maior a porosidade total maior a capacidade de retenção de água. Além disso, o aumento na porosidade de solos bem estruturados é resultado principalmente de uma maior quantidade de macroporos, nos quais a água é retida com pouca energia. Solos compactados retêm menor quantidade total de água, tendo maior proporção de poros pequenos e médios que retém água com maior energia do que os poros maiores. Assim, a estrutura do solo influencia predominantemente o formato da curva característica, nos potenciais entre 0 e 100 kPa. O formato da porção restante da curva é geralmente influenciado pela textura do solo. As curvas características de água no solo (Figura 2.12) possuem significado prático para vários processos e medidas de campo. Estas curvas serão úteis quando considerarmos os aspectos aplicados do comportamento da água no solo, nas seções seguintes.

Histerese

A relação entre conteúdo de água no solo e potencial, determinada à medida que o solo seca, será diferente da mesma relação determinada à medida que o solo é reumedecido. Esse fenômeno, conhecido como **histerese**, é ilustrado na Figura 2.13. A histerese é causada por vários fatores, incluindo a desuniformidade dos poros do solo. Quando o solo é umedecido, alguns dos poros de menor tamanho não são preenchidos, deixando ar aprisionado, o que impede a entrada da água. Alguns macroporos em um solo podem estar cercados apenas por microporos, criando um efeito gargalo de garrafa. Neste caso, o macroporo não será drenado até que o potencial mátrico seja baixo o suficiente para esvaziar os poros menores que o cercam (Figura 2.13). Também a expansão e contração de argilas, à medida que o solo seca e é reumedecido, provoca mudanças na estrutura do solo que afetam as relações entre solo e água. Devido ao fenômeno da histerese, é importante saber se o solo está sendo seco ou umedecido, ao comparar suas propriedades com as de outro solo.

Tabela 2.1 Unidades equivalentes do potencial da água no solo.

Altura de coluna de água	Potencial da água no solo	Potencial da água no solo
cm	bar	kPa ¹
0	0	0
10,2	-0,01	-1
102	-0,1	-10
306	-0,3	-30
1,020	-1,0	-100
15,300	-15	-1,500
31,700	-31	-3,100
102.000	-100	-10.000

¹ No Sistema Internacional (SI) a unidade kPa é equivalente a 0,01 bar.

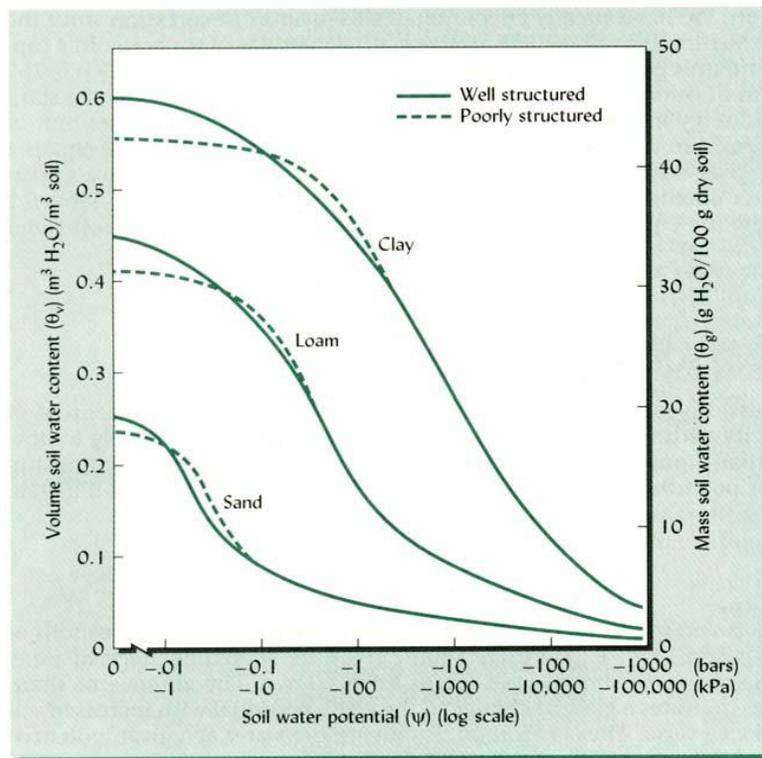


FIGURA 2.12 Curva de retenção de água no solo para três solos minerais representativos. As curvas mostram a relação obtida por uma drenagem lenta, a partir da condição de saturação. As linhas tracejadas mostram o efeito da compactação ou má estruturação. O potencial da água no solo (que é negativo) é expresso em bars (escala superior) e quilopascal (kPa) (escala inferior). Note que o potencial da água no solo é plotado em escala logarítmica.

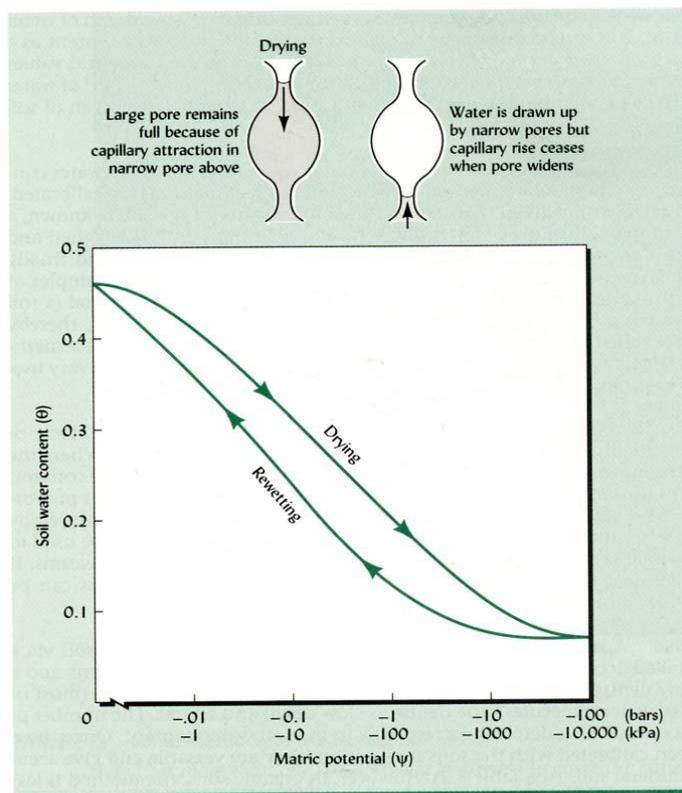


FIGURA 2.13 A relação entre conteúdo de água e potencial mátrico de um solo à medida que ele seca e é umedecido. O fenômeno, conhecido como histerese, é aparentemente devido a fatores como desuniformidade dos poros, ar aprisionado, expansão e contração que podem afetar a estrutura do solo. As ilustrações menores mostram o efeito da desuniformidade dos poros.

Medidas do Estado de Energia da Água no Solo

A curva característica da água no solo, discutida anteriormente, evidencia a importância de duas medidas da água no solo: a quantidade de água presente (conteúdo de água) e o estado de energia da água (potencial da água no solo). Para entender ou manejar o suprimento e movimento da água no solo é essencial ter informações (diretas ou indiretas), de ambos os tipos de medidas. Por exemplo, o potencial da água no solo indicará se a água se moverá em direção ao lençol freático, mas, sem o conhecimento do conteúdo de água no solo, não poderíamos conhecer a contribuição deste movimento na alteração dos níveis do lençol freático.

Geralmente, o comportamento da água no solo é mais intimamente relacionado ao estado de energia da água, e não a sua quantidade. Assim, um solo argiloso e uma areia franca se encontrarão úmidos e facilmente fornecerão água às plantas a um ψ_m em torno de -10 kPa. Entretanto, a quantidade de água retida por um solo franco argiloso e o tempo que este é capaz de fornecer água às plantas seria muito maior a este potencial do que para a areia franca.

Consideraremos diferentes métodos para realização destes dois tipos de medida da água no solo. Pesquisadores, técnicos e engenheiros podem combinar estes métodos no estudo da armazenagem e movimento da água no solo, no manejo de sistemas de irrigação e para prever o comportamento físico do solo.

Medida do conteúdo de água

O **conteúdo volumétrico de água** θ é definido como o volume de água presente em um dado volume de solo seco (normalmente 1 m³) (Figura 2.12). Uma expressão comparável é o **conteúdo gravimétrico de água** θ_m , ou a massa de água presente em uma dada massa de solo seco (normalmente 1 kg). Estas expressões têm vantagens em diferentes usos. Na maioria dos casos usaremos o conteúdo volumétrico de água θ .

Devido ao fato de, no campo, considerarmos o sistema radicular das plantas explorando uma certa profundidade do solo e, por expressarmos a precipitação (e às vezes irrigação) como uma altura de água (mm de chuva), é conveniente expressar o conteúdo volumétrico de água no solo como uma razão entre altura de água por profundidade de solo. Convenientemente, os valores numéricos destas duas expressões são os mesmos. Por exemplo, para um solo contendo 0,1 m³ de água por m³ de solo (10 % do volume) esta razão é igual a 0,1 m de água por metro de profundidade de solo.

Método Gravimétrico - O método gravimétrico é uma medição direta do conteúdo de umidade do solo e é o método padrão pelo qual todos os indiretos são calibrados. A água presente em uma dada massa (e, volume, se a densidade do solo é conhecida) de solo seco é determinada. Uma amostra de solo úmido é pesada e então seca em estufa à temperatura de 105 °C por aproximadamente 24 horas⁴ e então pesada novamente. A massa perdida representa o conteúdo de água. O Quadro 2.2 fornece exemplos de como θ e θ_m podem ser calculados. O método gravimétrico é um método destrutivo (uma amostra de solo deve ser removida para cada medida) e não pode ser automatizado, tornando-o assim pouco adequado para monitorar mudanças na umidade do solo. Muitos outros métodos indiretos de medida do conteúdo de água não são destrutivos, são facilmente automatizados e muito úteis no campo (Tabela 2.2).

Moderação de Nêutrons – Uma sonda de nêutrons, colocada no solo através de um tubo de acesso previamente instalado (Figura 2.14), contém uma fonte de nêutrons rápidos e um detector de nêutrons lentos. Quando os nêutrons rápidos colidem com os átomos de hidrogênio (a maioria é parte das moléculas de água), eles reduzem sua velocidade e são dispersos. O número de nêutrons lentos medidos pelo detector corresponde ao conteúdo de água do solo. Uma vez que estes medidores tenham sido calibrados para o solo em questão, eles são versáteis e dão medidas precisas, em solos minerais (Tabela 2.2). Entretanto, em solos orgânicos, o método é menos preciso porque os nêutrons colidem com átomos de hidrogênio, combinados às substâncias orgânicas, ao invés da água.

Método eletromagnético - Uma técnica relativamente recente, conhecida como **reflectometria de microondas** (TDR – Time domain reflectometry) mede dois parâmetros; (1) o tempo necessário para que um impulso eletromagnético se propague através de duas barras de transmissão paralelas, de metal, enterradas no solo e (2) o grau de dissipação do impulso quando ele colide com o solo. O tempo de movimento está relacionado à constante dielétrica do solo, que é proporcional à quantidade de água. A dissipação do sinal está relacionada a concentração de sais na solução do solo. Assim, salinidade e conteúdo de umidade podem ser medidos utilizando o TDR.

³ Quando se mede quantidade de água adicionada ao solo por irrigação, é comum utilizar unidades de volume como m³ e hectare-metro (o volume de água que cobriria um hectare de terra na profundidade de 1 m). Geralmente os agricultores nas regiões irrigadas dos EUA utilizam as unidades inglesas pé³ ou acre-pé (o volume de água necessário para cobrir um acre de terra a profundidade de 1 pé).

⁴ Deve-se permitir tempo suficiente de secagem até que o solo pare de perder água e atinja uma massa constante. Para economizar tempo, pode ser utilizada uma estufa de microondas. Em torno de 12 pequenas amostras de solo (20 g cada) em beakers de vidro podem ser secas em uma mesa giratória em uma estufa de microondas de 1000 W,

utilizando-se três ou mais períodos de 3 minutos com a potência ajustada para alta.

As barras metálicas do TDR podem ser portáteis (inseridas no solo para cada leitura) ou podem ser instaladas a várias profundidades e conectadas a um medidor ou coletor de dados computadorizado. O TDR pode ser ligado a componentes eletrônicos sofisticados e programas de software capazes de medir e interpretar mudanças de voltagem em minutos e em intervalos de tempo de picossegundos (Figura 2.15). Embora caro, o TDR pode ser utilizado na maioria dos solos para a obtenção de leituras precisas em uma ampla faixa de conteúdos de umidade.

QUADRO 2.2 DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO PELO MÉTODO GRAVIMÉTRICO

Os procedimentos para determinação do conteúdo de água no solo pelo método gravimétrico são relativamente simples. Assumindo que se deseja determinar o conteúdo de água de uma amostra de 100 g de solo úmido. Deve-se secar a amostra em estufa, à temperatura constante de 105 °C e então pesá-la novamente. Considerando que a massa de solo seco é igual a 70 g, isto indica que 30 g de água foram removidas do solo úmido. Expressando em quilogramas, isto equivale a 30 kg de água em 70 kg de solo seco.

Como o conteúdo de água do solo em massa (θ_m) é geralmente expresso em termos de kg de água associados a 1 kg de solo seco (não 1 kg de solo úmido), podem ser realizados os seguintes cálculos:

$$\frac{30 \text{ kg de água}}{70 \text{ kg de solo seco}} = \frac{x \text{ kg de água}}{1 \text{ kg de solo seco}}$$

$$x = 30/70 = 0,428 \text{ kg de água/kg solo seco} = \theta_m$$

Para calcular o conteúdo volumétrico de água (θ), é necessário conhecer a densidade do solo seco, a qual neste caso será considerado como sendo 1,3 Mg m⁻³. Em outras palavras, um metro cúbico deste solo tem uma massa de 1300 kg. Dos cálculos acima sabemos que a massa de água associada com 1300 kg é igual a 0,428 x 1300 ou 556 kg. Considerando que 1 m³ de água tem massa de 1000 kg, os 556 kg de água ocuparão 556/1000 ou 0,556 m³. Assim, o conteúdo volumétrico de água é 0,556 m³ m⁻³ de solo seco:

$$\frac{1300 \text{ kg de solo}}{\text{m}^3 \text{ de solo}} \times \frac{\text{m}^3 \text{ água}}{1000 \text{ kg de água}} \times \frac{0,428 \text{ kg de água}}{\text{kg de solo}} = \frac{0,556 \text{ m}^3 \text{ água}}{\text{m}^3 \text{ de solo}}$$

A relação entre o conteúdo gravimétrico e volumétrico de água no solo pode ser expressa como:

$$\theta = D_s \times \theta_m$$

Medida dos Potenciais da Água no Solo

Tensiômetros - A tensão com que a água é retida é uma expressão do potencial da água do solo (ψ). Tensiômetros de campo medem esta tensão. Tensiômetros de campo (Figura 2.16) medem sua atração ou tensão. O tensiômetro é basicamente um tubo preenchido com água fechado na sua extremidade inferior com uma placa porosa de cerâmica e com sua extremidade superior fechada hermeticamente. Uma vez instalado o tensiômetro no solo, a água contida em seu interior move-se através da placa porosa, em direção ao solo, até que o potencial no tensiômetro se iguale ao potencial mátrico da água no solo. À medida que a água sai do tensiômetro, desenvolve-se um vácuo na extremidade superior, o qual pode ser medido em um manômetro ou através de um dispositivo eletrônico. Se o solo for novamente umedecido por chuva ou irrigação, a água entrará no tensiômetro através da placa porosa, reduzindo o vácuo ou a tensão registrada pelo medidor. Tensiômetros são operantes entre potenciais de 0 a -85 kPa, esta faixa inclui mais da metade da água armazenada na maioria dos solos. Tensiômetros de laboratório, chamados mesas de tensão, operam em uma faixa similar de potenciais. Quando o solo seca além de -80 a -85 kPa, os tensiômetros falham, porque o ar passa através dos poros de cerâmica, reduzindo o vácuo. Um dispositivo eletrônico pode ser adaptado a um tensiômetro de campo, para controlar automaticamente um sistema de irrigação.

Tabela 2.2 Métodos para medida da água no solo

Note que mais de um método pode ser necessário para abranger toda a amplitude de variação da umidade no solo.

Método	Medidas de água no solo		Amplitude útil (kPa)	Utilização		Comentários
	Conteúdo	Potencial		Campo	Laboratório	
1. Gravimétrico	x		0 a <-10000		x	Amostragem destrutiva; lenta (1 a 2 dias) exceto com utilização de microondas. Método padrão para calibração.
2. Blocos de resistência elétrica	x		-100 a <-1500	x		Pode ser automatizado; não é sensível a conteúdos de umidade próximos ao ótimo para as plantas.
3. Moderação de nêutrons	x		0 a <-1500	x		Necessita licença para o uso (radiação); equipamento de alto custo; apresenta deficiências em solos com alto teor em matéria orgânica; requer tubo de acesso.
4. Reflectometria de microondas (TDR)	x		0 a <-10000	x	x	Pode ser automatizado; precisão de 1 kPa; requer guias de onda; instrumento de alto custo.
5. Tensiômetro		x	0 a -85	x		Precisão de 0,1 a 1 kPa; faixa limitada; barato; pode ser automatizado; necessita de manutenção periódica.
6. Psicrômetro		x	50 a <-10000	x	x	Razoavelmente caro; ampla faixa de leitura; precisão de ± 50 kPa.
7. Câmara de pressão		x	50 a <-10000		x	Utilizado em conjunto com o método gravimétrico para construção da curva característica de água no solo.

Psicrômetro – Como as plantas devem superar forças mátricas e osmóticas ao absorver água do solo, muitas vezes é necessário um instrumento que meça ambas as forças. A umidade relativa do ar do solo é afetada pelas forças mátricas e osmóticas, as quais restringem a saída de moléculas da água no estado líquido.

Em um psicrômetro, um par termo elétrico localizado em uma pequena (aproximadamente 5 mm) câmara porosa de cerâmica é resfriado o suficiente para provocar a condensação de uma gota de água do ar sobre este par. Quando a corrente é desligada, a gota de água evapora a uma taxa inversamente proporcional a umidade relativa do ar, a qual, por sua vez é relacionada ao potencial de umidade no solo. A voltagem gerada pela evaporação da gota de água é convertida em uma leitura de potencial de água no solo ($\psi_m + \psi_o$). O psicrômetro é mais útil em solos relativamente secos, onde a imprecisão de ± 50 kPa envolve quantidades desprezíveis de água.

Câmara de pressão – Uma câmara de pressão (Figura 5.17) é utilizada para submeter o solo a potenciais mátricos tão baixos quanto -10.000 kPa. Após a aplicação de um potencial mátrico específico a um conjunto de amostras de solo, seu conteúdo de água é determinado gravimetricamente. Esta importante ferramenta de laboratório torna possível medidas precisas do conteúdo de água, em uma ampla faixa de potenciais mátricos, em um tempo relativamente curto. Ela é usada em conjunto com a mesa de tensão, na obtenção de dados para construir curvas características de água no solo como mostrado na Figura 2.12.

Blocos de Resistência Elétrica – Este método utiliza pequenos blocos de gesso poroso, nylon, ou fibra de vidro devidamente incrustadas com eletrodos. Quando os blocos são colocados em solos úmidos eles absorvem água numa quantidade proporcional ao conteúdo de umidade do solo. A resistência ao fluxo de elétrons entre os eletrodos decresce proporcionalmente (Figura 2.18). A precisão e a amplitude da leitura destes dispositivos é limitada (Tabela 2.2). Entretanto, eles são de baixo custo e podem ser utilizados para medidas aproximadas no conteúdo de umidade do solo, durante uma ou mais estações de cultivo. É possível conectá-los a aparelhos eletrônicos para que sistemas de irrigação possam ser ativados e desativados automaticamente a conteúdos de umidade pré estabelecidos.

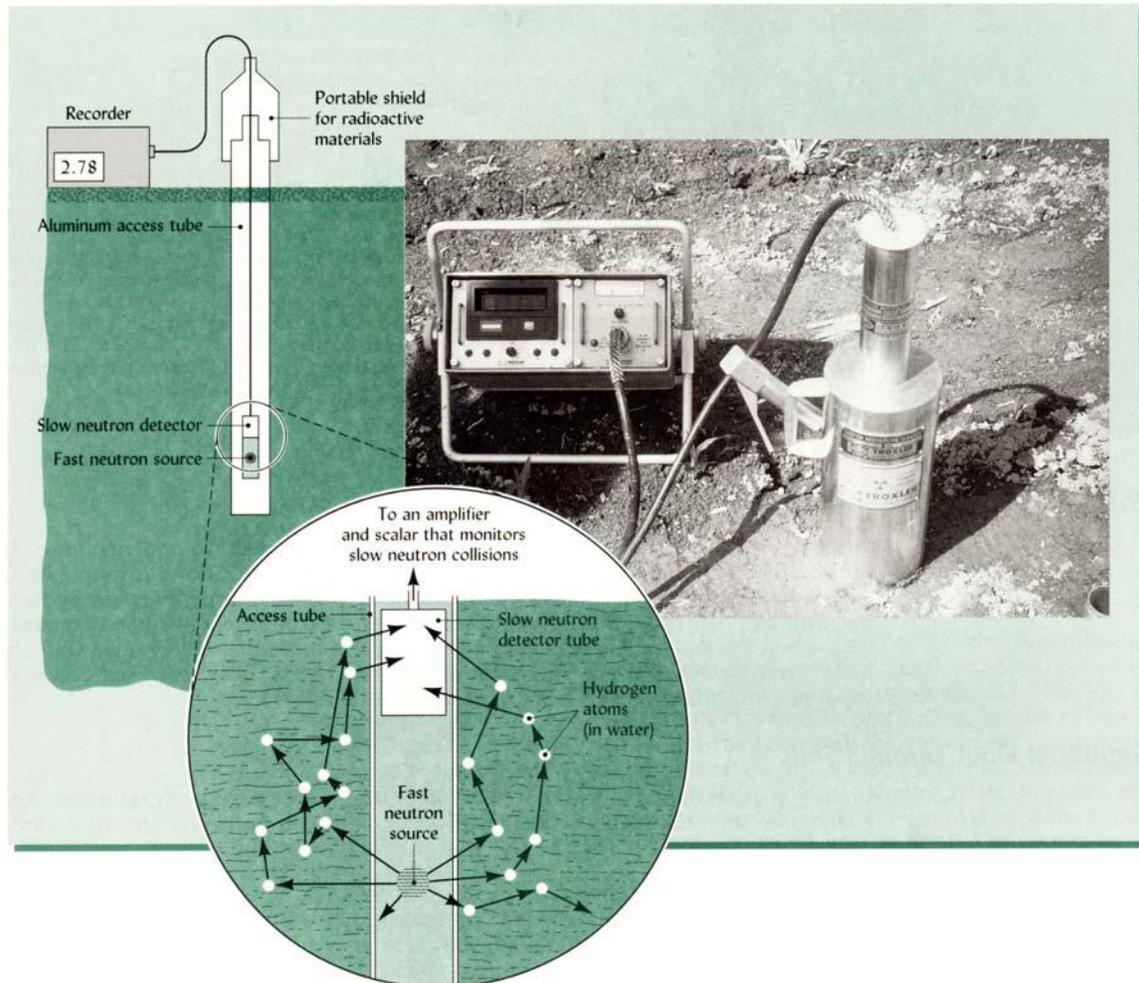


FIGURA 2.14 Como uma sonda de nêutrons funciona. A sonda contendo uma fonte de nêutrons rápidos e um detector de nêutrons lentos é colocada no solo através de um tubo de acesso. Os nêutrons são emitidos pela fonte (rádio ou amerício-berílio) a uma velocidade muito alta (nêutrons rápidos). Quando estes nêutrons colidem com átomos menores, tais como hidrogênios contidos na molécula de água, a direção do movimento é alterada e eles perdem parte da sua energia. Estes nêutrons lentos são medidos por um tubo detector. A leitura é relacionada ao conteúdo de umidade do solo. A fotografia mostra uma sonda de nêutron no campo. Um cilindro confeccionado em metal pesado protege o operador da radiação. Este protetor é colocado sobre o tubo de acesso de alumínio (canto inferior direito) e a fonte de nêutron é colocada no interior do tubo para a leitura (foto cortesia de R. Weil).



FIGURA 2.15 Medida do conteúdo de água no solo utilizando TDR. O instrumento eletrônico envia um pulso eletromagnético de energia por duas barras paralelas de metal, que o operador está empurrando no interior do solo. O TDR faz leituras precisas, da ordem de picossegundos, na velocidade da qual os impulsos se deslocam nas barras, a qual é influenciada pela natureza do solo. Microprocessadores analisam os padrões de onda gerados e calculam a constante dielétrica do solo. Como a constante dielétrica do solo é influenciada principalmente pelo seu conteúdo de água, o instrumento pode precisamente converter estas medidas em conteúdo volumétrico de água no solo (foto cortesia de Soilmoisture Equipment Corporation, Goleta, Califórnia).

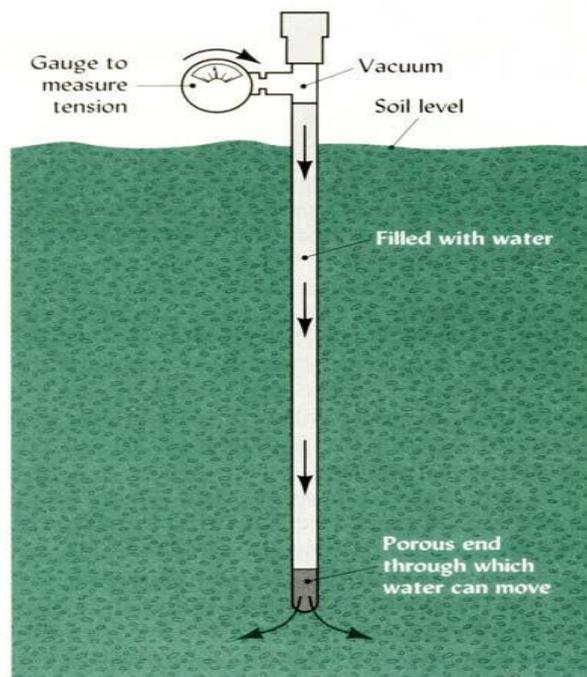


FIGURA 2.16 O método do tensiômetro determina o potencial da água no campo. A foto acima mostra os componentes essenciais do tensiômetro. A água move-se através da extremidade porosa do instrumento em resposta ao potencial mátrico do solo. O vácuo criado é medido pelo medidor que ler a tensão em kPa (potencial da água – kPa).

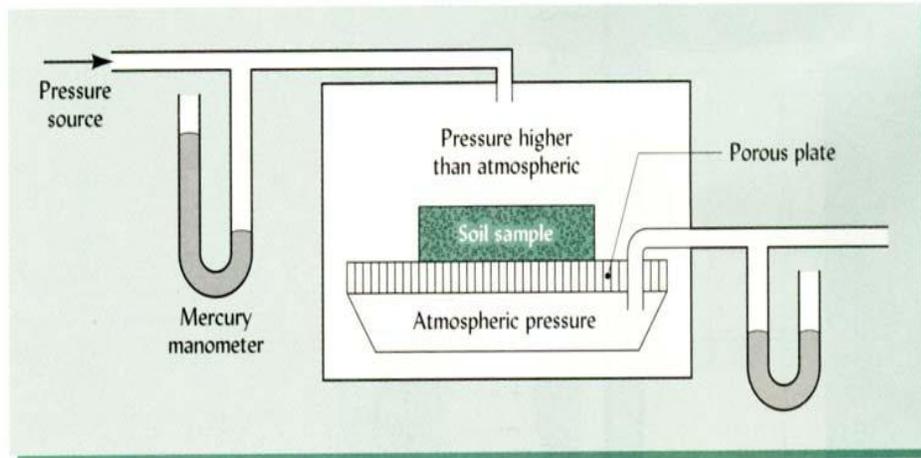


FIGURA 2.17 Câmara de pressão usada para determinar o conteúdo e o potencial mátrico do solo. Uma fonte exterior de gás cria uma pressão dentro da câmara. A água é forçada a sair do solo através de uma placa porosa colocada no interior da câmara na pressão atmosférica. A pressão aplicada quando o fluxo de água cessa dar uma medida do potencial da água no solo. Este equipamento mede valores de potencial muito mais baixos (solos secos) do que os tensiômetros e placas de tensão.

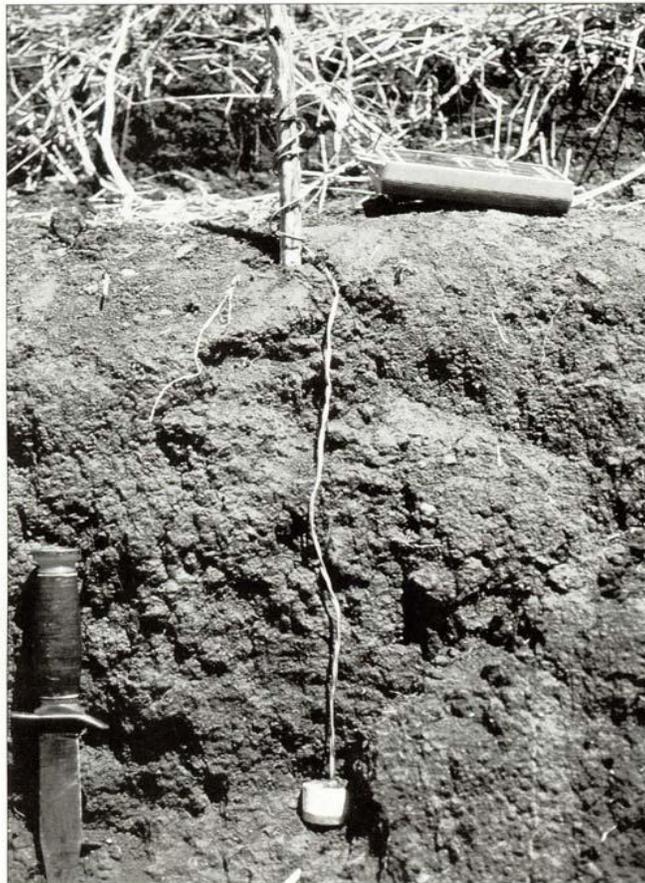


FIGURA 2.18 Corte longitudinal de um solo, mostrando um bloco de resistência elétrica, confeccionado com gesso, localizado à aproximadamente 45 cm abaixo da superfície. Fios conectam os blocos a um medidor de resistência elétrica. Os blocos podem ser enterrados à diferentes profundidades na zona radicular das culturas (Foto cortesia de R. Weil).

2.5 Descrição Qualitativa da Umidade do Solo

O valor do potencial e o comportamento da água no solo são dependentes das moléculas mais distantes das superfícies das partículas e, portanto com maior potencial. À medida que a umidade é retirada, o solo e a água passam por uma série de mudanças graduais no comportamento físico e em suas relações com as plantas. Estas mudanças são devidas, principalmente, ao fato de que a água remanescente no solo seco está presente nos microporos, e em finos filmes onde o seu potencial é reduzido, principalmente pela ação das forças mátricas. Portanto, o potencial mátrico é responsável por uma proporção crescente do potencial total da água no solo, enquanto que a proporção atribuída ao potencial gravitacional decresce.

Para estudar estas mudanças e introduzir termos normalmente utilizados para descrever os diferentes graus de umedecimento do solo, observaremos o conteúdo de umidade e energia da água no solo durante e após uma chuva pesada ou irrigação. Os termos a serem introduzidos descrevem os diversos estágios de umedecimento do solo, e não devem ser interpretados como diferentes formas de água do solo. Devido ao fato destes termos serem basicamente qualitativos e não apresentarem bases científicas precisas, seu uso é motivo de controvérsia. Entretanto, seu uso para fins didáticos é bastante conveniente, pois eles são amplamente utilizados em fins práticos e ajudam no entendimento de importantes conceitos a respeito do comportamento da água no solo.

Capacidade Máxima de Retenção de Água

Quando todos os poros do solo estão preenchidos com água da chuva ou irrigação, o solo encontra-se saturado (Figura 2.19) e, portanto na sua capacidade máxima de retenção de água. O potencial mátrico é próximo a zero, sendo basicamente o mesmo que da água pura. O conteúdo volumétrico de água é basicamente igual a porosidade total. O solo permanecerá na sua capacidade máxima de retenção enquanto ocorrer o processo de infiltração, a água nos macroporos (muitas vezes, chamada água gravitacional) percolará sob influência principalmente de forças gravitacionais (potenciais hidrostático e gravitacional). A velocidade de infiltração é reduzida nos macroporos, principalmente pelas forças de atrito associadas à viscosidade da água. Como a viscosidade da água decresce, com o aumento da temperatura, a drenagem será mais rápida em solos com maiores temperaturas. Dados sobre a capacidade máxima de retenção e profundidade média nos solos em uma bacia são úteis para prever quanto da água da chuva pode ser temporariamente armazenada no perfil.

Capacidade de campo

Uma vez que a chuva ou irrigação, tenha cessado, a drenagem nos macroporos ocorrerá rapidamente, em resposta ao gradiente hidráulico (principalmente pela ação gravidade). Após um período de um a três dias, este movimento descendente rápido se tornará desprezível, à medida que as forças mátricas se tornam o fator determinante no movimento da água remanescente (Figura 2.20). O solo é então dito estar na sua capacidade de campo. Nesta condição, toda a água foi drenada dos macroporos, tendo o ar ocupado estes espaços. Os microporos, ou poros capilares, ainda estarão preenchidos com água, podendo fornecer água às plantas. O potencial mátrico na capacidade de campo possui pequena variação entre solos, mas é geralmente da ordem de -10 a -30 kPa. O movimento de água continuará por fluxo insaturado, mas a taxa de movimento é muito lenta, devido principalmente às forças capilares, operantes somente nos microporos (Figura 2.19). Nesta situação, a água é encontrada em poros pequenos o suficiente para evitar que ela seja drenada por forças gravitacionais, mas grandes o suficiente para permitir o fluxo capilar em resposta ao gradiente de potencial mátrico, sendo algumas vezes chamada de água capilar.

Toda a água contida no solo é afetada pelas forças gravitacionais, no entanto, o termo água gravitacional refere-se a porção da água no solo que é prontamente drenada entre o estado de capacidade máxima de retenção e capacidade de campo. A maior parte da lixiviação ocorre à medida que a água gravitacional é drenada dos macroporos, antes que a capacidade de campo seja alcançada. Deste modo, a água gravitacional inclui grande parte da água que transporta substâncias químicas como íons, pesticidas e contaminantes orgânicos para o lençol freático e deste para lagos e rios.

A capacidade de campo é um termo muito útil, pois refere-se a um grau aproximado de umidade no solo, no qual diversas propriedades importantes estão em estado de transição:

- a) Na capacidade de campo, o solo retém a quantidade máxima de água útil para as plantas. Quantidades adicionais, apesar de retidas com menor energia, são de uso limitado às plantas, por serem retidas por um curto período de tempo, antes da drenagem, e por causarem restrições à aeração adequada. A drenagem da água gravitacional do solo é geralmente um requisito para o crescimento ótimo das plantas (com exceção de plantas hidrofílicas, como o arroz).
- b) Na capacidade de campo, o solo está próximo ao limite de plasticidade - isto é, o solo se comporta como um semi-sólido friável à conteúdos de umidade abaixo da capacidade de campo, e como um material plástico e moldável à conteúdos de água acima da capacidade de campo. Deste modo, a umidade do solo na capacidade de campo é próxima a umidade do solo ideal para cultivo ou escavação.
- c) Na capacidade de campo, a porosidade de aeração é adequada para a maioria dos microrganismos aeróbios e para o crescimento da maioria das plantas.

Ponto de murcha permanente

Uma vez que um solo não vegetado tenha sido drenado até a capacidade de campo, o processo de secagem continua lentamente, especialmente se a superfície do solo é coberta para reduzir a evaporação. Entretanto, caso haja plantas crescendo no solo, elas removerão água da zona radicular e o solo continuará secando. Primeiramente, as raízes removerão a água dos macroporos, onde seu potencial é relativamente alto. À medida que esses poros são esvaziados, as raízes absorverão água de poros progressivamente menores e finos filmes de água nos quais o potencial mátrico é baixo e as forças de atração da água às superfícies sólidas são maiores. Assim, se tornará progressivamente mais difícil para as plantas remover água do solo a uma taxa suficiente para suprir suas necessidades.

Quando o solo seca, a taxa de absorção de água pelas plantas não será adequada para a manutenção de suas necessidades, e elas poderão murchar durante o dia para conservar sua umidade. Inicialmente, as plantas recuperarão sua turgescência à noite quando a água não está sendo perdida através das folhas e as raízes podem suprir a demanda hídrica das plantas. Posteriormente, a planta permanecerá murcha durante à noite e o dia, quando as raízes não puderem gerar potenciais baixos o suficiente para absorver a água do solo. Embora, ainda não estejam mortas, as plantas estarão permanentemente murchas e morrerão se não houver fornecimento de água.

Para a maioria das plantas, estas condições desenvolvem-se quando o potencial da água no solo apresenta um valor em torno de - 1500 kPa (-15 Bars). Algumas plantas, especialmente xerófitas (plantas típicas do deserto) podem continuar removendo água a potenciais de até mesmo -1800 a 2000 kPa, mas a quantidade de água disponível entre -1500 kPa e -2000 kPa é muito pequena (Figura 2.21).

O conteúdo de água no solo neste estágio é chamado de ponto de murcha permanente e, por convenção assume-se que seja a quantidade de água retida pelo solo a um potencial de -1500 kPa. O solo terá uma aparência de pó seco, apesar de alguma quantidade de água estar retida nos menores microporos e em filmes muito finos (com espessura de aproximadamente 10 moléculas), ao redor das partículas individuais do solo (Figura 2.21). A água disponível à planta é considerada como a água retida no solo entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente (entre -10 a -30 kPa e -1500 kPa) (Figura 2.21). A quantidade de água capilar remanescente no solo, que não estar disponível as plantas podem ser considerável, especialmente, em solos de textura fina e ricos em matéria orgânica.

Coefficiente Higroscópico

Apesar das raízes das plantas geralmente não absorverem água do solo além do ponto de murcha permanente, se o solo é exposto ao ar, a água continuará a ser perdida por evaporação. Quando o conteúdo de umidade do solo é reduzido abaixo do ponto de murcha permanente, as moléculas de água que permanecem são firmemente retidas, a maioria sendo adsorvidas às superfícies coloidais. Este estado é alcançado, quando a atmosfera acima de uma amostra de solo estiver essencialmente saturada com vapor d'água (98 % de umidade relativa) e o equilíbrio é estabelecido a um potencial de -3100 kPa. A água está teoricamente em filmes de apenas 4 a 5 moléculas de espessura e retida tão firmemente que a maior parte é considerada não líquida e pode mover-se apenas na fase de vapor. O conteúdo de umidade do solo neste ponto é chamado coeficiente higroscópico. Solos com alto conteúdo de materiais coloidais (argila e húmus) reterão mais água nestas condições do que solos arenosos, com baixo conteúdo de argila e húmus. (Tabela 2.3). A água do solo não disponível às plantas inclui a água higroscópica e a porção da água capilar retida à potenciais abaixo de -1500 kPa (Figura 2.21).

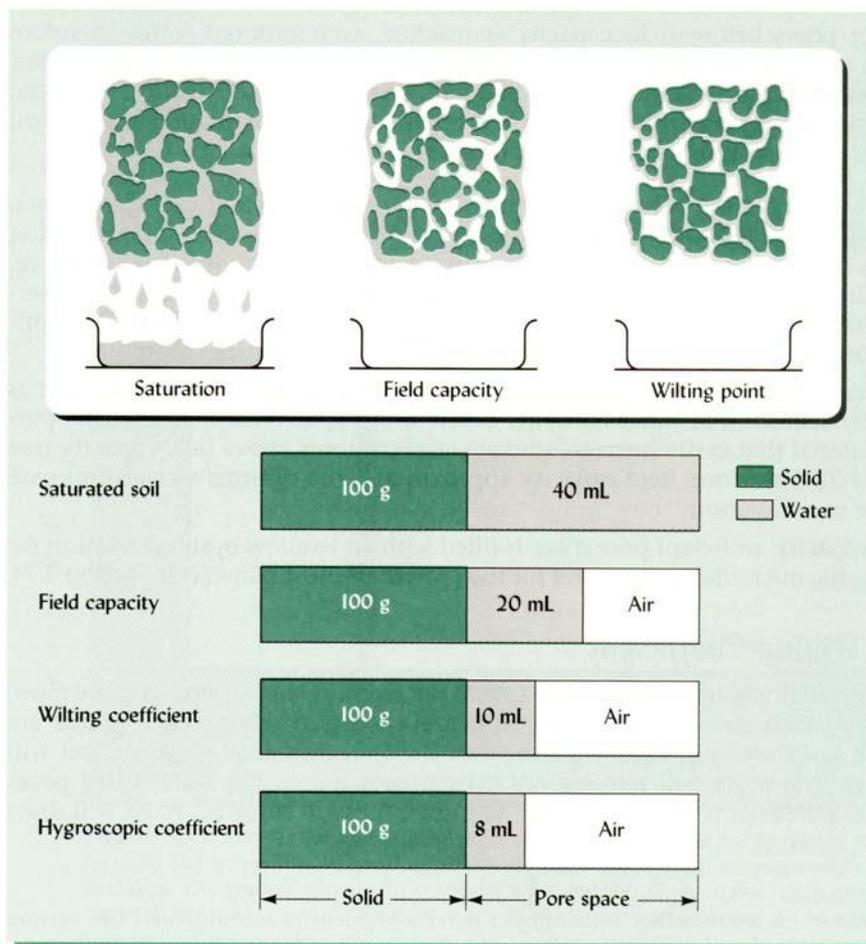


FIGURA 2.19 Volumes de água e ar associados a 100 g de um solo franco siltsoso bem granulado em diferentes teores de umidade. A barra superior mostra a situação quando o solo está completamente saturado. Esta situação, normalmente ocorrerá por curtos períodos de tempo, durante uma chuva ou quando o solo está sendo irrigado. A água será drenada dos macroporos. O solo estará então na sua capacidade de campo. As plantas removerão água do solo rapidamente até que comecem a murchar. Quando murcharem permanentemente o solo estará no ponto de murchar permanente. Uma redução adicional no conteúdo de água até o coeficiente higroscópico é ilustrada na barra inferior. Neste ponto a água é retida firmemente, principalmente pelos colóides do solo.

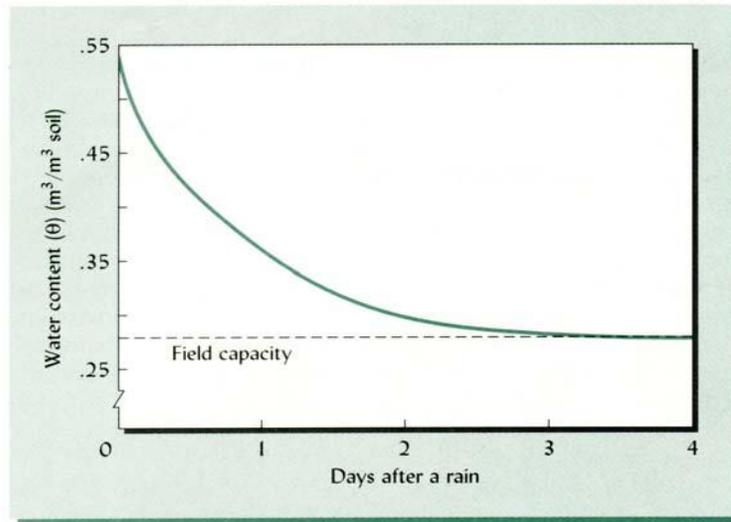


FIGURA 2.20 O conteúdo de água no solo diminui rapidamente através da drenagem após um período de chuva ou irrigação. Após dois ou três dias, a taxa de movimento de água é muito lenta e o solo está na capacidade de campo.

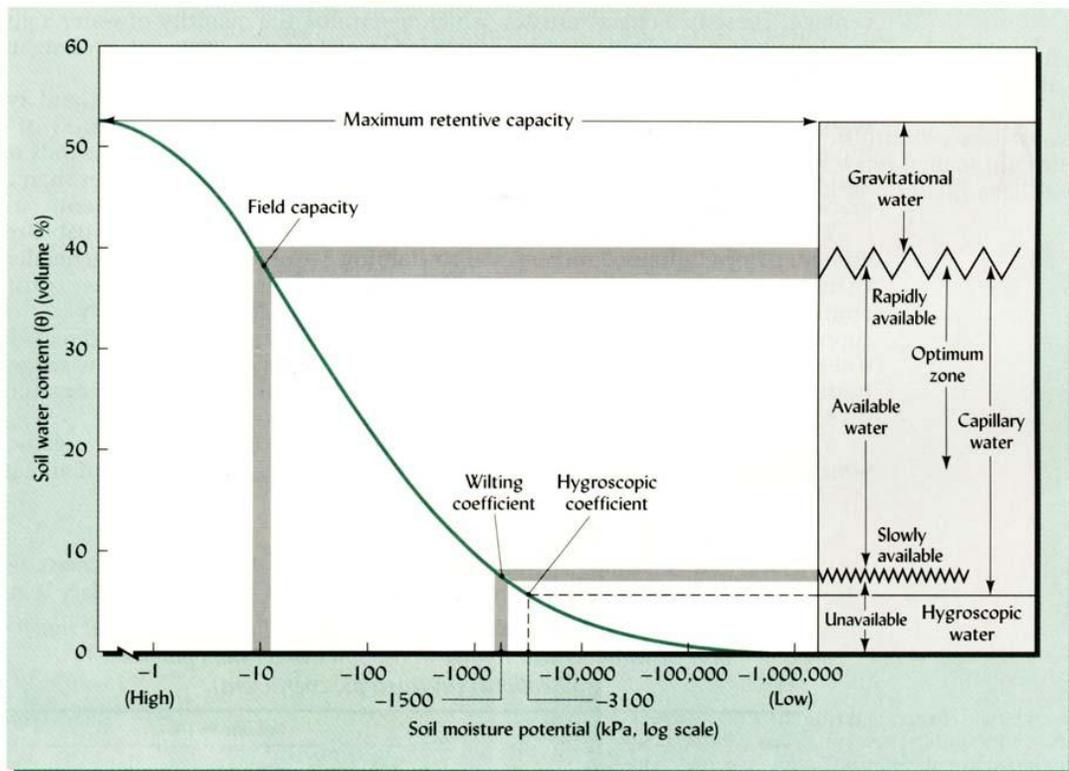


FIGURA 2.21 Curva do conteúdo de água versus potencial mátrico de um solo franco relacionada aos diferentes termos utilizados para descrever a água no solo. As linhas irregulares no diagrama à direita sugerem que medidas tais como capacidade de campo são somente aproximações. A mudança gradual do

potencial com a umidade do solo indica que não existe diferentes formas de água no solo. Ao mesmo tempo, termos como gravitacional e disponível ajudam na descrição qualitativa da umidade no solo.

2.6 Fatores que Afetam a Quantidade de Água Disponível às Plantas

A quantidade de água disponível no solo para as plantas é determinada por um grande número de fatores, incluindo as relações entre conteúdo de água e potencial para cada horizonte do solo, resistência à penetração e efeitos da densidade sobre o crescimento radicular, profundidade do solo, profundidade do sistema radicular, e estratificação do perfil.

Potencial Mátrico

O potencial mátrico ψ_m influencia a quantidade de água que as plantas podem absorver, através de seu efeito nas quantidades de água retidas na capacidade de campo e ponto de murcha permanente. Estas duas características, que determinam a quantidade de água que um solo pode fornecer as plantas em crescimento, são influenciadas pela textura, estrutura e conteúdo de matéria orgânica no solo.

A influência da textura na capacidade de campo, ponto de murcha e água disponível é mostrada na Figura 2.22. Observe que a medida que a textura se torna mais fina, há um aumento na armazenagem de água disponível de solos arenosos para francos e franco siltosos. Solos argilosos, normalmente fornecem menos água disponível do que franco siltosos bem granulados, pelo fato de solos argilosos possuírem um elevados valores de ponto de murcha permanente.

A influência da matéria orgânica merece atenção especial. O conteúdo de água disponível de um solo mineral bem drenado, contendo 5% de matéria orgânica, é geralmente maior do que quando comparado a um solo semelhante, contendo 3% de matéria orgânica. Há uma controvérsia, a respeito de até que ponto o efeito favorável é devido à capacidade de fornecimento de água da matéria orgânica, e quanto é devido aos efeitos indiretos da matéria orgânica sobre a estrutura e porosidade total do solo. Evidências sugerem que os fatores diretos e indiretos contribuem para os efeitos favoráveis da matéria orgânica sobre a disponibilidade de água no solo.

Os efeitos diretos são devido à alta capacidade de retenção de água da matéria orgânica, a qual é muito maior do que a de um igual volume de material mineral. Apesar do conteúdo de água retido pela matéria orgânica no ponto de murcha permanente ser consideravelmente maior que aquele retido pelo material mineral, a quantidade de água disponível para a absorção das plantas ainda é maior na fração orgânica. A Figura 2.23 apresenta os dados de uma série de experimentos que justificam esta conclusão. A matéria orgânica afeta indiretamente a quantidade de água disponível para as plantas, através de sua influência sobre a estrutura e espaço poroso total do solo. A matéria orgânica ajuda a estabilizar a estrutura, aumentando o volume total e tamanho de poros do solo. Isto resulta em um aumento da infiltração e capacidade de retenção de água, com aumento simultâneo da quantidade de água retida no ponto de murcha. O reconhecimento dos efeitos benéficos da matéria orgânica sobre disponibilidade de água às plantas é essencial para um correto manejo do solo.

TABELA 2.3 Conteúdo volumétrico de umidade (θ) à capacidade de campo, coeficiente higroscópico e conteúdo de água capilar para três solos representativos.

Observe que o solo argiloso retém mais água na capacidade de campo, mas grande parte desta água é retida firmemente no solo a um potencial -31 bars pelos colóides do solo (coeficiente higroscópico)

Solo	Capacidade de Campo 10-30 kPa	θ , %	
		Coeficiente Higroscópico, -3100 kPa	Água Capilar, (coluna 1- coluna 2)
Franco arenoso	12	3	9
Franco siltoso	30	10	20
Argiloso	35	8	17

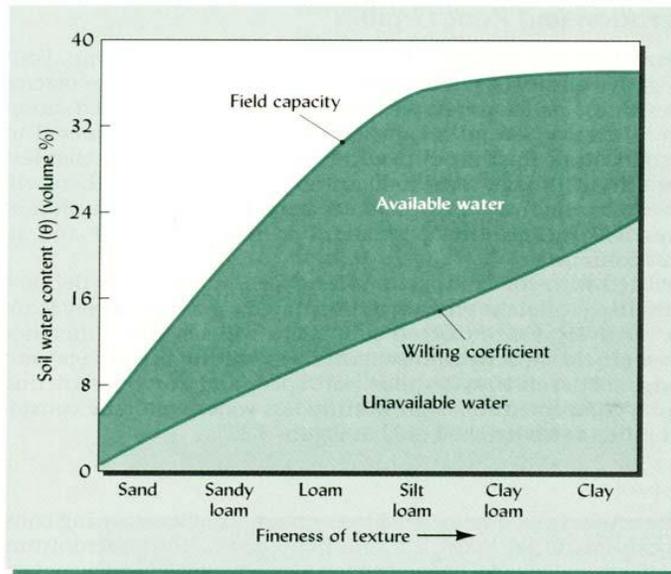
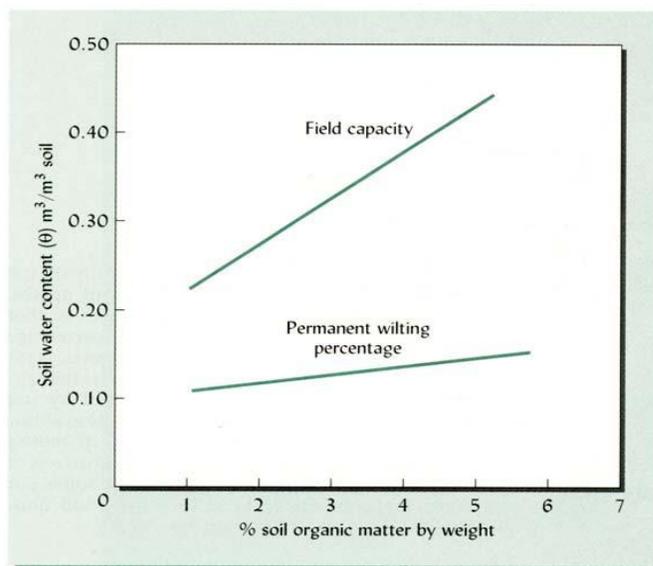


FIGURA 2.22 Relação geral entre características da água e textura do solo. Note que o valor do ponto de murcha permanente aumenta à medida que a textura torna-se mais fina. A capacidade de campo aumenta até a textura franco silteosa, e após torna-se constante. Lembre-se que estas são curvas representativas, solos em particular podem



apresentar valores diferentes destes mostrados.

FIGURA 2.23 Efeitos do conteúdo de matéria orgânica sobre a capacidade de campo e ponto de murcha permanente em solos franco silteosos. A diferença entre as duas linhas mostradas é o conteúdo de umidade disponível, o qual foi obviamente mais alto em solos com maiores teores de matéria orgânica. [Redesenhado de Hudson (1994); usado com permissão da Soil & Water Conservation Society]

Efeitos da Compactação sobre o Potencial Mátrico, Aeração e Crescimento Radicular

A compactação do solo geralmente reduz a quantidade de água disponível para as plantas (Figura 2.24). Quatro fatores são responsáveis por este efeito. Primeiramente, a compactação reduz os macroporos e os microporos resultando em poros ainda menores. À medida que as partículas de argila são aproximadas, pelo processo de compactação, a resistência do solo pode tornar-se superior a 2000 kPa, o nível considerado limitante à penetração radicular. Em segundo lugar, a redução na macroporosidade geralmente significa que menos água é retida na capacidade de campo. Terceiro, com a redução da quantidade de macroporos, haverá menor porosidade de aeração, quando o solo estiver próximo da capacidade de campo. Quarto, o surgimento de microporos muito pequenos aumentará o valor do ponto de murcha permanente e também diminuirá a água disponível.

Least Limiting Water Range (Intervalo Hídrico Ótimo). Estes quatro fatores associados com a compactação do solo são integrados na Figura 2.24, que compara dois diferentes conceitos de água disponível para as raízes das plantas. A Figura 2.24 ilustra o efeito da compactação (densidade do solo) na variação do conteúdo de água definindo a **água disponível para as plantas** e o **intervalo hídrico ótimo**. A água disponível para as plantas é definida como o potencial mátrico entre a capacidade de campo (-10 a -30 kPa) e o ponto de murcha permanente (-1500 kPa). Então, a água disponível para as plantas é aquela que não é retida com força pelas raízes e nem pelo solo e drena facilmente de acordo com a gravidade. O intervalo hídrico ótimo determina o conteúdo de água ótimo para o desenvolvimento das plantas, de acordo com as condições do solo, de forma que não haja restrição severa ao crescimento das raízes.

Suprimento de Oxigênio em Solos Úmidos. De acordo com o conceito do Intervalo Hídrico Ótimo, os solos são demasiadamente úmidos para o crescimento normal das raízes, quando o seu espaço poroso é totalmente preenchido com água, e menos de 10% dos poros estão preenchidos com ar. Para este conteúdo de água, a falta de oxigênio dificulta a respiração e limita o crescimento das raízes. Em solos bem estruturados, este conteúdo de água corresponde à umidade próxima a capacidade de campo. Entretanto, em solos compactados com poucos poros grandes (ou largos) o suprimento de oxigênio pode se tornar limitante antes do conteúdo de água atingir a capacidade de campo (conteúdo de água mais baixo), devido alguns poros pequenos ser preenchidos com ar.

Resistência do solo quando seco. O conceito do intervalo hídrico ótimo diz que os solos são demasiadamente **secos** para o crescimento normal das raízes quando a resistência do solo (determinada pela pressão requerida para inserir uma haste pontuda no solo) excede, aproximadamente, 2000 kPa. Em solos bem estruturados este valor de resistência ocorre a conteúdos de água próximos ao ponto de murcha permanente, mas em solos compactados, a resistência atinge o valor de 2000 kPa em elevados conteúdos de água (Figura 2.24). Em resumo, o conceito do intervalo hídrico ótimo sugere que, em solos compactados, o crescimento das raízes é limitado pela ausência de oxigênio quando o solo está muito úmido e pela incapacidade das raízes em penetrar no solo quando o mesmo está seco.

Potencial Osmótico

A presença de sais solúveis, resultante da aplicação de fertilizantes ou de compostos que ocorrem naturalmente no solo pode influenciar a absorção de água pelas plantas. Para solos com altos teores de sais, o estresse hídrico será também causado pelo potencial osmótico ψ_o , além do potencial mátrico. O potencial osmótico tende a reduzir o conteúdo de água disponível nestes solos, pois mais água é retida no ponto de murcha permanente do que ocorreria apenas no caso do potencial mátrico. Na maioria dos solos das regiões úmidas, os efeitos do potencial osmótico são insignificantes, mas são de considerável importância para certos solos de regiões secas que acumulam sais solúveis provenientes da irrigação ou processos naturais.

Profundidade do solo e Desenvolvimento das raízes

Até então, nos referimos à capacidade de retenção de água disponível como a percentagem do volume de solo constituída de poros que podem reter água à potenciais entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente. O volume total de água disponível dependerá do volume total do solo explorado pelas raízes das plantas. Este volume pode ser definido pela profundidade total do solo acima de camadas de restrição ao crescimento radicular, pela profundidade do sistema radicular de uma espécie de planta em particular, ou mesmo pelo tamanho de um vaso escolhido para conter a planta. A profundidade do solo disponível para a exploração radicular é de particular importância para plantas com sistema radicular profundo, especialmente em regiões sub úmidas e áridas, onde a vegetação perene depende da água armazenada nos solos para a sobrevivência, durante os longos períodos de seca.

A estratificação do perfil pode influenciar a quantidade de água disponível e seu movimento no solo. Camadas impermeáveis reduzem drasticamente a taxa de movimento da água e a penetração das raízes das plantas, reduzindo assim a profundidade do solo da qual a umidade é retirada. Camadas arenosas também agem como barreiras ao movimento da água no solo, proveniente de camadas de textura fina situadas acima.

A capacidade dos solos em armazenar água determina em grande parte sua utilidade para o crescimento vegetal. A produtividade de sistemas florestais é normalmente relacionada com a capacidade de retenção de água do solo. Esta capacidade fornece um equilíbrio entre clima e produção vegetal. Em solos irrigados, ajuda a determinar a frequência na qual a água deve ser aplicada. A capacidade de retenção de água do solo se torna mais significativa à medida que o uso da água industrial e doméstico, ou mesmo para irrigação, começa exaurir o suprimento natural. Para estimar a capacidade de retenção de água de um solo, cada horizonte, no qual as raízes têm acesso, deve ser considerado separadamente e então somado aos demais para fornecer a capacidade de retenção de água total para o perfil (Quadro 2.3).

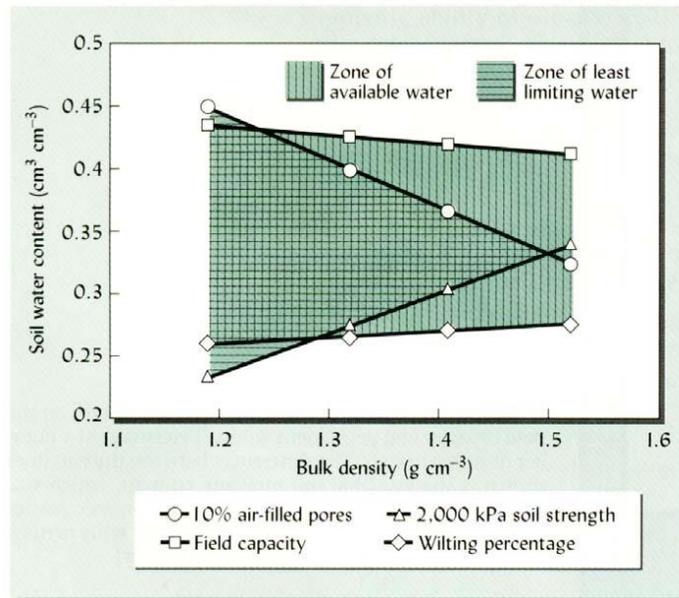


FIGURA 2.24 Influência do aumento da densidade do solo sobre a faixa do conteúdo de água disponível para as plantas. Tradicionalmente, o conteúdo de água disponível é definido como aquele retido entre a capacidade de campo e ponto de murcha permanente (linha vertical). Se o solo é compactado, o uso de água pelas plantas pode ser restrito pela má aeração (< 10% de porosidade de aeração) a altos conteúdos de água e pela resistência do solo que restringe a penetração radicular à baixos conteúdos de água (>2000 kPa). Este critério define o intervalo hídrico ótimo mostrado pelas linhas horizontais. Os limites definidos pela água disponível e pelo conceito do intervalo hídrico ótimo apresentam resultados similares quando o solo não se encontra compactado (densidade em torno de 1,25 para o solo ilustrado). [Adaptado de Silva & Kay (1997)]

QUADRO 2.3 CÁLCULO DA CAPACIDADE TOTAL DE RETENÇÃO DE ÁGUA DE UM PERFIL DE SOLO

A quantidade total de água disponível para o crescimento de plantas no campo é função da profundidade do sistema radicular, e do somatório da água retida entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente em cada um dos horizontes explorado pelas raízes. Para cada horizonte, a capacidade de retenção de água disponível em massa é estimada pela diferença entre o conteúdo de água θ_m (Mg de água por 100 Mg de solo) na capacidade de campo e ponto de murcha permanente. Este valor pode ser convertido em conteúdo volumétrico de água θ , multiplicando-o pela razão entre a densidade do solo e a densidade da água. Finalmente, este valor é multiplicado pela espessura do horizonte, fornecendo a quantidade total de água disponível retida neste horizonte, em centímetros. Para o primeiro horizonte descrito na Tabela 2.4, o cálculo é o seguinte:

$$\left(\frac{22 \text{ g}}{100 \text{ g}} - \frac{8 \text{ g}}{100 \text{ g}} \right) \times \frac{1,2 \text{ Mg}}{\text{m}^3} \times \frac{1 \text{ m}^3}{1 \text{ Mg}} \times 20 \text{ cm} = 3,36 \text{ cm}$$

Note que todas as unidades se cancelam com exceção do cm, resultando em uma altura de água disponível (cm) retida no horizonte. Na Tabela 2.4, a capacidade de retenção de água disponível de todos os horizontes dentro da zona radicular é somada para fornecer a capacidade de retenção de água disponível total para o sistema solo-planta. Como nenhuma raiz penetrou no último horizonte (1,0 a 1,25 m), este não foi incluído no cálculo. Podemos concluir que para o sistema solo-planta ilustrado, 14,13 cm de água poderiam ser armazenados para o uso das plantas. A uma taxa de consumo de 0,5 cm de água por dia, este solo poderia manter um fornecimento de em torno de 4 semanas.

TABELA 2.4 Cálculo da capacidade de retenção de água disponível estimada para um perfil de solo

Profundidade do solo, cm	Comprimento radicular relativo	Ds Mg m ⁻³	CC g 100g ⁻¹	PMP	Capacidade de retenção de água disponível cm
0-20	xxxxxxxx	1,2	22	8	$20 \times 1,2 \times \left(\frac{22}{100} - \frac{8}{100} \right) = 3,36 \text{ cm}$
20-40	xxxxx	1,4	16	7	$20 \times 1,4 \times \left(\frac{16}{100} - \frac{7}{100} \right) = 2,52 \text{ cm}$
40-75	xx	1,5	20	10	$35 \times 1,5 \times \left(\frac{20}{100} - \frac{10}{100} \right) = 5,25 \text{ cm}$
75-100	xx	1,5	18	10	$25 \times 1,5 \times \left(\frac{18}{100} - \frac{10}{100} \right) = 3,00 \text{ cm}$
100-125	-	1,6	15	11	Sem raízes
Total					$3,36 + 2,52 + 5,25 + 3,00 = 14,13 \text{ cm}$

Ds = densidade do solo; CC = capacidade de campo; PMP = ponto de murcha permanente.

2.7 Mecanismos de Fornecimento de Água às Plantas

Somente uma pequena proporção da água no solo está próxima às superfícies de absorção das raízes das plantas. Como as raízes têm acesso às grandes quantidades de água usadas no crescimento das plantas? Dois fenômenos parecem ser responsáveis por este acesso: o movimento capilar da água no solo para as raízes das plantas e o crescimento das raízes no solo úmido.

Taxa de Movimento Capilar

Quando as raízes das plantas absorvem água, elas reduzem o conteúdo de água, reduzindo assim, o potencial da água no solo, imediatamente ao seu redor (Figura 2.25). Em resposta a essa redução no potencial, a água tende a se mover em direção às raízes das plantas. A taxa de movimento depende da intensidade do gradiente de potencial desenvolvido e da condutividade dos poros do solo. Em alguns solos arenosos, o ajuste pode ser comparativamente rápido e o fluxo considerável, se o solo estiver próximo da capacidade de campo. Em solos de textura fina e argilas mal estruturadas, o movimento será lento e somente uma pequena quantidade de água será fornecida. Entretanto, como indicado pelas mudanças relativas na condutividade hidráulica, em condições mais secas com a água retida à potenciais mais baixos, solos argilosos terão capacidade de fornecer mais água por capilaridade do que solos arenosos, devido ao fato de que solos arenosos terão poucos poros ainda preenchidos por água, nesta condição.

A distância total do fluxo diário por capilaridade, pode ser de apenas alguns centímetros (Figura 2.26). Isto pode sugerir que o movimento capilar não é significativo no fornecimento de água às plantas. Entretanto, caso as raízes tenham penetrado em grande parte do volume do solo, de tal forma que a distância entre as raízes individuais seja de apenas alguns centímetros, o movimento de água, a grandes distâncias pode não ser necessário. Mesmo durante períodos quentes e secos, quando as demandas evapotranspiratórias são altas, o movimento capilar pode ser um importante meio de fornecimento de água às plantas. O movimento capilar é especialmente importante durante períodos de umidade reduzida quando a extensão radicular é pequena.

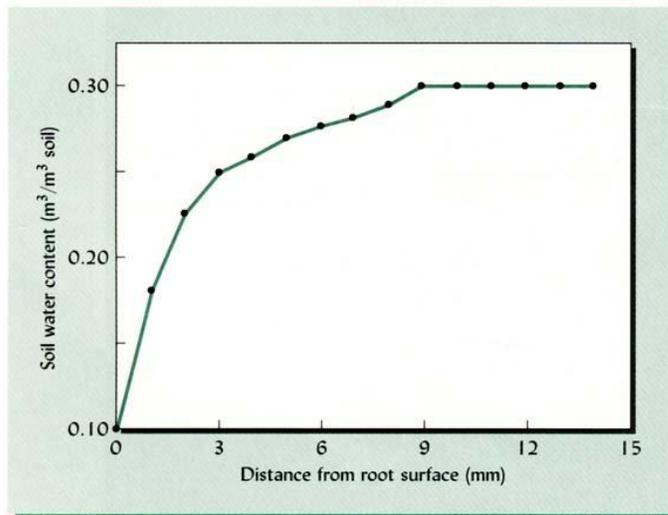


FIGURA 2.25 Ilustração dos níveis de água no solo ao redor de raízes de rabanete, após apenas duas horas de transpiração. A água se moveu por capilaridade de uma distância de até pelo menos 9 mm da superfície da raiz. [Modificado de Hamza & Aylmore (1992); usado com permissão de Kluwer Academic Publishers, Holanda]

Taxa de Crescimento Radicular

O movimento capilar da água é complementado pelas rápidas taxas de crescimento radicular, às quais asseguram que o contato solo - raiz está sendo constantemente estabelecido. A penetração radicular deve ser rápida o suficiente para atender as necessidades de uma planta crescendo em um solo com um conteúdo de umidade ótimo. O emaranhado de raízes, radículas, e pêlos radiculares, sob florestas ou pastagens naturais demonstram o sucesso da adaptação das plantas terrestres para explorar a armazenagem de água no solo.

A principal limitação do crescimento radicular é a pequena proporção de solo com a qual as raízes têm contato. Embora, a superfície radicular seja considerável, o contato solo - raiz, normalmente se dá em menos de 1 % do volume do solo. Isto sugere que a maior parte da água deve mover-se no solo em direção as raízes mesmo que a distância de movimento seja de apenas alguns milímetros. Isto também sugere um efeito complementar da capilaridade e do crescimento radicular, como meio de fornecimento de água às plantas.

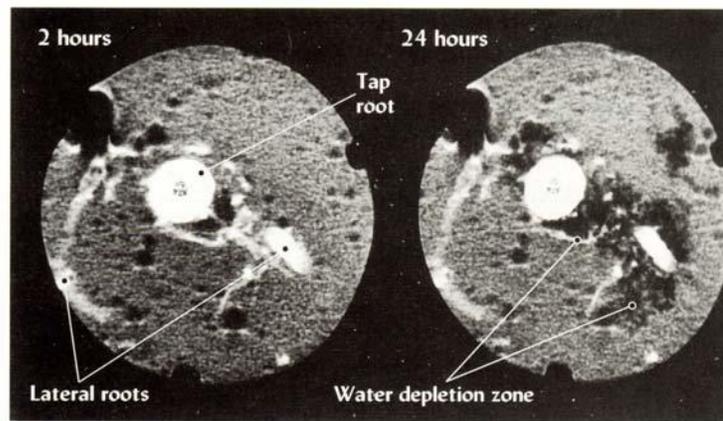


FIGURA 2.26 O contato íntimo entre solo e raiz e a rápida depleção da água próximo às raízes é ilustrada nestas duas imagens de ressonância magnética, de uma fatia de 2 mm por 25 mm de seção transversal de um solo arenoso úmido ao redor de raízes de plântulas de pinus. (Esquerda) Imagem de uma raiz principal (grande círculo branco) e duas raízes laterais (área alongada à direita e área em formato de L à esquerda), apenas duas horas após o suprimento de água. Note a depleção na área imediatamente ao redor da raiz principal (área escura à direita da raiz). (Direita) Após 24 horas, a zona de depleção de água (área escura ao redor da raiz) se expandiu ao redor da raiz principal e das raízes laterais à direita. O movimento de água para as raízes é óbvio.

Distribuição Radicular

A distribuição das raízes no perfil do solo determina, até certo ponto, a habilidade das plantas em absorver água. A maioria das plantas, anuais e perenes, possui predominância de raízes nos primeiros 25 - 30 cm do perfil de solo. Plantas perenes como alfafa e árvores possuem algumas raízes profundas (> 3 m) e são capazes de absorver uma considerável quantidade de água de camadas do subsolo. Entretanto, mesmo nestes casos, é provável que a maior parte da absorção ocorra nas camadas superiores do solo, desde que estas sejam bem supridas com água. Por outro lado, se as camadas superiores são deficientes em umidade, mesmo plantas anuais, como milho e soja, absorverão a maior parte da água dos horizontes inferiores, a menos que condições físicas ou químicas adversas inibam a exploração destes horizontes mais profundos.

Contato Solo-Raiz

Conforme as raízes crescem no perfil, elas movem-se através dos poros de tamanho suficiente para acomodá-las. O contato entre as células das raízes e o solo permite o movimento imediato da água do solo para as plantas, em resposta à diferença nos níveis de energia (Figura 2.27). Entretanto, quando a planta está sobre estresse hídrico, a raiz tende a se contrair, à medida que as células corticais perdem água em resposta a este estresse. Tais condições ocorrem durante períodos quentes e secos e são mais severas durante o dia, quando a perda de água através das folhas é máxima. O diâmetro das raízes, sob estas condições, pode reduzir-se em até 30 %. Isto diminui consideravelmente o contato direto entre o solo-raiz, bem como o movimento de água e nutrientes para as plantas. Apesar do vapor de água ainda poder ser absorvido pelas plantas, a taxa de absorção é muito baixa para manter a maioria das plantas, com exceção de plantas tolerantes à seca.

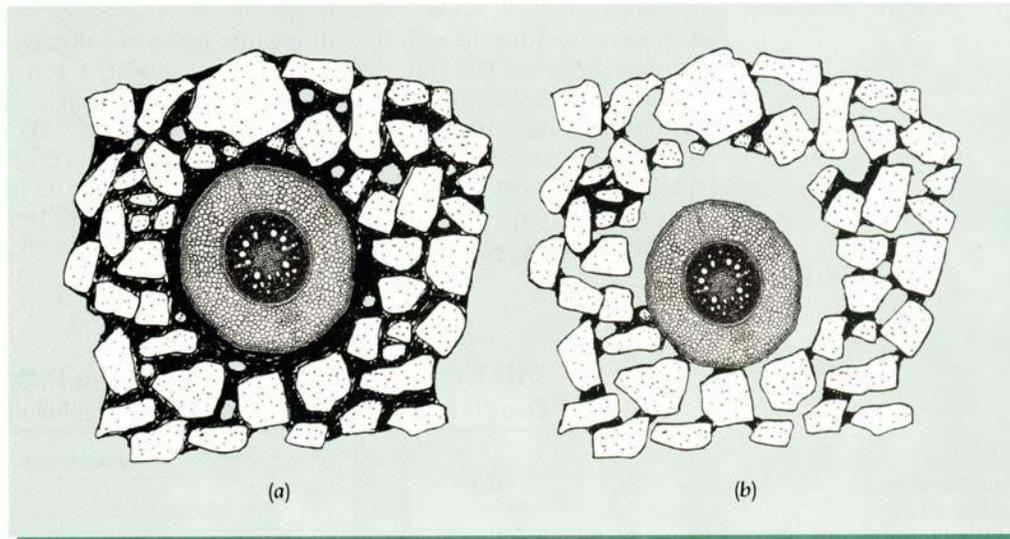


FIGURA 2.27 Seção transversal de uma raiz rodeada por solo. (a) Durante períodos de umidade adequada e baixo estresse hídrico a raiz preenche completamente os poros do solo e está em contato íntimo com filmes de água no solo. (b) Quando as plantas estão sob estresse hídrico severo, como em períodos quentes e secos, a raiz se contrai (principalmente nas células corticais), reduzindo significativamente o contato solo - raiz. Esta contração da raiz pode ocorrer durante dias quentes, mesmo quando o conteúdo de água no solo é adequado.

2.8 O Sistema Contínuo Solo- Planta - Atmosfera

O fluxo de água através do sistema contínuo solo - planta - atmosfera é um componente principal do ciclo hidrológico. A Figura 2.28 relaciona os processos: interceptação, escoamento superficial, percolação, drenagem, evaporação, absorção da água pela planta, movimento de água para as folhas e transpiração da água das folhas para a atmosfera.

Estudando o sistema contínuo solo - planta - atmosfera, pesquisadores descobriram que os mesmos princípios básicos governam a retenção e o movimento da água, quer seja no solo, na planta ou na atmosfera. Anteriormente, demonstrou-se que a energia potencial é o principal fator que determina o movimento da água no solo. O mesmo pode ser dito para o movimento da água entre o solo e as raízes das plantas e entre as plantas e a atmosfera (Figura 2.28).

Para que a planta absorva água do solo, o potencial da água deve ser mais baixo na raiz da planta do que no solo adjacente à raiz. Do mesmo modo, o movimento ascendente no caule para as células da folha se dá em resposta a diferenças no potencial da água, sendo que o mesmo fenômeno ocorre no movimento da superfície da folha para a atmosfera. Para ilustrar que o movimento da água ocorre em direção a locais com potenciais gradualmente mais baixos, a Figura 2.28 mostra que o potencial da água varia de -50 kPa no solo, a -70 kPa na raiz, a -500 kPa a superfície da folha, e, finalmente, a -20.000 kPa na atmosfera.

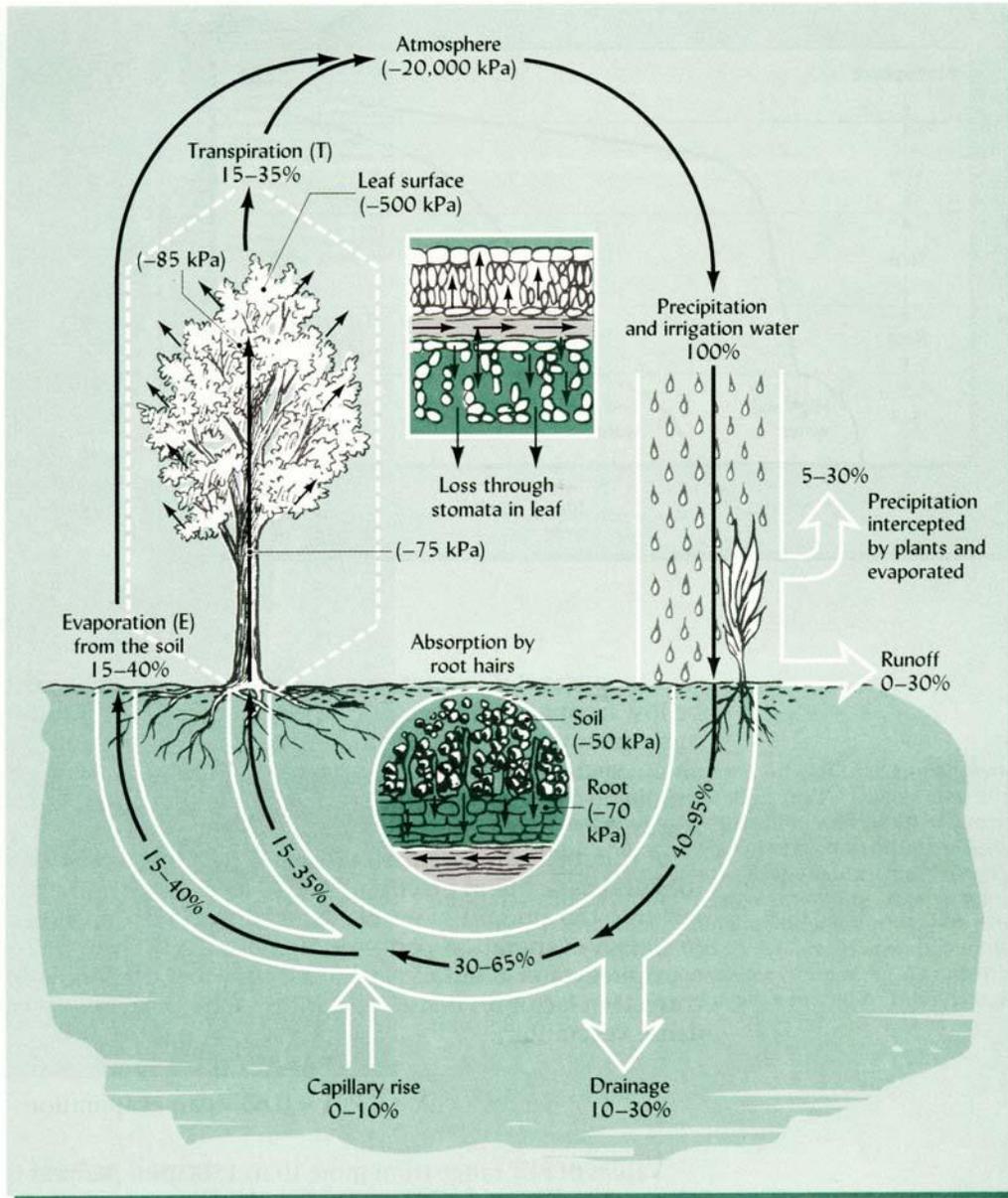


FIGURA 2.28 Sistema contínuo solo-planta-atmosfera mostrando o movimento da água do solo para a planta e da planta para a atmosfera, e o retorno desta água da atmosfera para o solo, em forma de chuva, em uma região úmida. O comportamento da água através deste sistema contínuo está sujeito às mesmas relações de energia relacionadas à água no solo. Note que o potencial da água no solo é -50 kPa , decrescendo para -70 kPa na raiz, diminuindo ainda mais, a medida que se move através do caule da planta em direção as folhas, sendo ainda mais baixo (-500 kPa) na interface folha - atmosfera, de onde a água se move em direção a atmosfera, onde seu potencial é de -20.000 kPa . A água move-se de um potencial mais alto para um potencial mais baixo. Note as taxas de divisão da água em precipitação e irrigação sugeridas na Figura para este sistema contínuo.

Um conceito básico em ecologia é o de que todas as coisas estão interrelacionadas. Estas interrelações são uma das principais razões pelas quais os solos são fascinantes (e desafiantes) objetos de estudo.

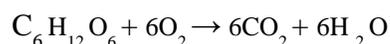
Como o ar e água compartilham o espaço poroso do solo, não é de surpreender que muito do que aprendemos sobre textura, estrutura, porosidade, retenção e movimento de água, terão influência direta na aeração. Estes são alguns dos parâmetros físicos que afetam a aeração, mas processos químicos, físicos e biológicos também afetam e são afetados pela aeração do solo.

A aeração do solo pode ser tão importante para o crescimento das plantas e a atividade dos microrganismos, quanto à umidade do solo, podendo ser algumas vezes ainda mais difícil de se manejar. Na maioria das aplicações florestais, agrícolas e ornamentais, um dos principais objetivos do manejo é a manutenção de um alto nível de oxigênio no solo para a respiração radicular. Ainda, é também de vital importância que possamos compreender as mudanças químicas e biológicas que ocorrem quando o suprimento de oxigênio é esgotado.

3.1 Natureza da Aeração do Solo

A aeração envolve a movimentação de gases tanto para o interior como para fora do solo. A aeração determina a taxa de troca gasosa com a atmosfera, a proporção do espaço poroso preenchido com ar, a composição do ar do solo e o potencial de oxidação ou redução.

Os gases oxigênio (O₂) e dióxido de carbono (CO₂), juntamente com a água, são os ingredientes primários para dois processos biológicos vitais: (1) a respiração de todas as células vegetais e animais, e (2) fotossíntese que dá origem aos açúcares, um componente essencial de todos os alimentos. A respiração, que consome O₂ e produz CO₂, oxida compostos orgânicos como mostrado abaixo (utilizando açúcar como exemplo de composto orgânico):



Por meio da fotossíntese esta reação é revertida. O dióxido de carbono e a água são combinados pelas plantas para formar açúcares e o oxigênio é liberado, para o benefício de todos os organismos que respiram, incluindo os seres humanos.

A aeração do solo é um componente crítico deste sistema. Para que a respiração seja realizada pelos organismos do solo, o oxigênio deve ser fornecido e o dióxido de carbono removido. Em um solo bem aerado, a troca destes dois gases entre o solo e a atmosfera é suficientemente rápida para evitar a deficiência de oxigênio ou a toxidez pelo excesso de dióxido de carbono. Para a maioria das plantas de terras altas, o abastecimento de oxigênio deve ser mantido acima de 0,1 L/L (quando comparado com 0,2 L/L na atmosfera). Por sua vez, a concentração de CO₂ e outros gases potencialmente tóxicos, como metano e etileno, não podem aumentar excessivamente.

3.2 Aeração do Solo no Campo

A disponibilidade de oxigênio no campo é regulada por três fatores principais: (1) macroporosidade do solo (afetada pela textura e estrutura), (2) conteúdo de água do solo (afetada pela proporção do espaço poroso preenchido com ar), e (3) consumo de O₂ pela respiração dos organismos (incluindo raízes das plantas e microrganismos). O termo má aeração do solo refere-se a condição em que a disponibilidade de O₂ na zona radicular é insuficiente para suprir o crescimento ótimo das plantas. Normalmente, a má aeração torna-se um sério impedimento ao crescimento vegetal quando mais que 80 a 90% do espaço poroso está preenchido com água (restando menos de 10 a 20% do espaço poroso preenchido com ar). O alto conteúdo de água no solo não somente deixa pouco espaço poroso para aeração, mas o mais importante, é que a água prejudica a troca de gases com a atmosfera. A compactação também pode afetar as trocas gasosas, mesmo que o solo não esteja muito úmido e tenha uma grande percentagem de poros preenchidos por ar.

Excesso de umidade

O caso extremo de excesso de água ocorre quando todos ou quase todos os poros do solo estão preenchidos com água, nesta condição o solo é dito saturado. Condições de saturação são típicas de solos de várzea, e podem também ocorrer por curtos períodos de tempo em depressões ou áreas planas em terras altas. Em solos bem drenados, condições de saturação podem ocorrer temporariamente durante chuvas pesadas, quando água em excesso é aplicada por irrigação, ou se o solo úmido foi compactado por cultivo ou maquinaria pesada.

A saturação completa do solo não é um problema para algumas espécies de plantas, cujas raízes tem meios de obter oxigênio, mesmo quando submersas. Plantas adaptadas a sobreviver sob condições de alagamento são chamadas de hidrófilas. Por exemplo, um grande número de gramíneas, incluindo arroz, transportam oxigênio para a respiração das raízes através de estruturas ocas em seus caules e raízes conhecidas como aerênquimas. Plantas de mangue e outras árvores hidrófilas produzem raízes aéreas e outras estruturas que permitem que suas raízes obtenham O₂ mesmo crescendo em solos saturados.

A maioria das plantas, entretanto, são dependentes do suprimento de oxigênio do solo, e portanto sofrem drasticamente se a boa aeração do solo não é mantida por meio da drenagem ou outros meios. Algumas plantas sucumbem a deficiência de O₂ ou toxidez de outros gases em algumas horas depois do solo ser saturado.

Trocas Gasosas

Quanto mais rapidamente as raízes e organismos consomem O₂ e liberam dióxido de carbono, maior é a necessidade de trocas gasosas entre o solo e a atmosfera. Estas trocas são facilitadas por dois mecanismos, fluxo de massa e difusão. O fluxo em massa é menos importante do que a difusão no volume total de trocas gasosas que ocorrem. Entretanto, ele é aumentado por variações no conteúdo de umidade, que forçam o ar para dentro ou para fora do solo, ou pelo vento e por mudanças na pressão barométrica.

A maior parte do volume total de troca gasosa ocorre por difusão. Através deste processo, cada gás move-se em uma direção determinada pela sua pressão parcial. A pressão parcial de um gás em uma mistura é simplesmente a pressão que este gás exerceria se ele preenchesse sozinho o volume ocupado pela mistura. Então, se a pressão do ar é 1 atmosfera (aproximadamente 100 kPa), a pressão parcial do oxigênio, que ocupa 21% (.21L/L) do volume de ar, será de aproximadamente 21 kPa.

A difusão permite um considerável movimento do gás de uma área para outra mesmo não havendo gradiente de pressão para a mistura total de gases. Entretanto, há um gradiente de concentração para cada gás individualmente, que pode ser expresso como um gradiente de pressão parcial. Como consequência, uma alta concentração de oxigênio na atmosfera resultará em um movimento deste gás em particular para o interior do solo. O dióxido de carbono e o vapor de água normalmente se movem em direções opostas, pelo fato de que a pressão parcial destes dois gases é geralmente mais alta no ar do solo do que na atmosfera. A representação destes princípios envolvidos na difusão é dada na Figura 3.1.

3.3 Caracterização da Aeração do Solo

O estado de aeração do solo pode ser caracterizado de diversas maneiras, incluindo: (1) o conteúdo de oxigênio e outros gases na atmosfera do solo, (2) a porosidade de aeração do solo e (3) o potencial químico de oxidação - redução (redox).

Composição do Ar do Solo

Oxigênio - A atmosfera contém aproximadamente 21% de O_2 , 0,035% de CO_2 e mais de 78% de N_2 . Em comparação, o ar do solo tem em torno do mesmo nível de N_2 , mas o nível de O_2 é consideravelmente menor e o de CO_2 sendo maior. O conteúdo de oxigênio pode ser pouco menor do que 20% em camadas superficiais do solo, com estrutura estável e predominância de macroporos. Poderá ser menor que 5% ou próximo de zero nos horizontes mais profundos de um solo má drenado, com poucos macroporos. Uma vez que o O_2 é exaurido, o ambiente do solo é dito anaeróbico.

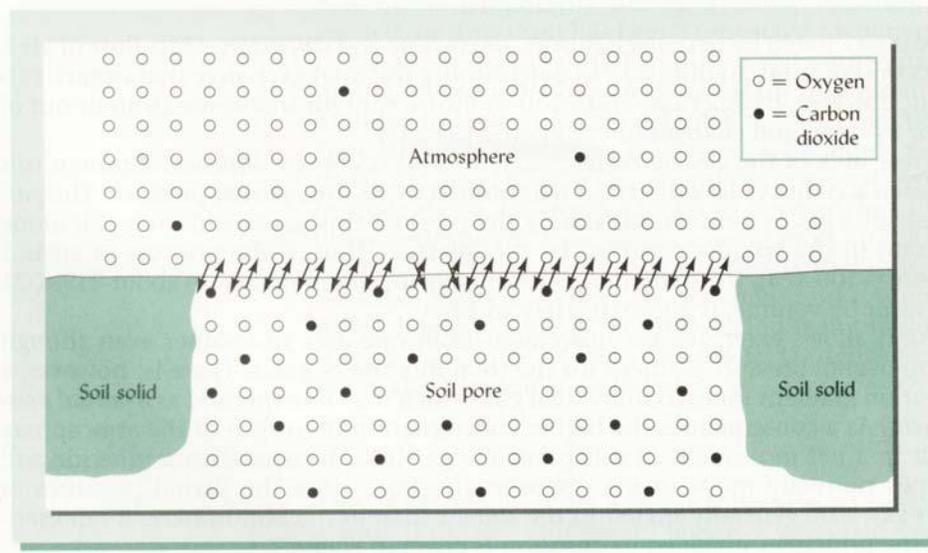


FIGURA 3.1 O processo de difusão de gases entre um poro do solo e a atmosfera. A pressão total dos gases é a mesma em ambos os lados. A pressão parcial do oxigênio é maior na atmosfera. Assim o oxigênio tende a se difundir para o interior do poro do solo, onde poucas moléculas de oxigênio por unidade de volume são encontradas. Por outro lado, as moléculas de dióxido de carbono, movem-se em direção oposta devido a maior pressão parcial deste gás no poro do solo. Esta difusão de O_2 no poro do solo e de CO_2 na atmosfera continuará enquanto a respiração das células das raízes e microrganismos consumir O_2 e liberar CO_2 .

Baixos teores de O_2 são típicos de solos alagados. Mesmo em solos bem drenados, reduções consideráveis no conteúdo de O_2 do ar do solo podem ocorrer após chuvas pesadas, especialmente se o oxigênio é rapidamente consumido por plantas em crescimento ou microrganismos decompondo suprimentos disponíveis de material orgânico (Figura 3.2). A depleção do suprimento de oxigênio ocorre mais rapidamente quando o solo é aquecido.

O conteúdo de O_2 dissolvido na água de muitos solos, apesar de pequeno, é significativo. Quando todos os poros estão preenchidos com água, os microrganismos do solo podem extrair a maior parte do oxigênio dissolvido na água para propósitos metabólicos, esta pequena quantidade de O_2 dissolvida logo é exaurida e, se o excesso de água não é removido, a atividade de microrganismos aeróbios e o crescimento de plantas são ameaçados.

Dióxido de Carbono - Como o conteúdo de N_2 do ar do solo é relativamente constante, há uma relação inversa entre os conteúdos dos principais componentes do ar do solo (O_2 e CO_2), com decréscimo de O_2 à medida que CO_2 aumenta. Apesar das diferenças nas quantidades de CO_2 não serem surpreendentes, elas podem ser comparativamente significantes. Assim, quando o ar do solo contém apenas 0,35% de CO_2 , este gás é 10 vezes mais concentrado do que na atmosfera. Conteúdos de CO_2 superiores a 10%, podem ser tóxicos a alguns processos da planta.

Outros Gases -O ar do solo normalmente possui um conteúdo de vapor de água muito maior do que a atmosfera, sendo essencialmente saturado, exceto na superfície do solo ou muito próximo dela. Também, sob condições de alagamento, concentrações de gases como metano (CH_4) e sulfeto (H_2S), que são formados à medida que a matéria orgânica se decompõe são notadamente maiores no ar do solo. Outro gás produzido pelo metabolismo anaeróbico dos microorganismos é o etileno (C_2H_4). Este gás é particularmente tóxico para raízes das plantas, até mesmo em concentrações menores que $1 \mu L/L$ (0,0001 %). O crescimento de raízes de um grande número de plantas mostrou-se inibido pelo etileno acumulado, quando as taxas de trocas gasosas entre a atmosfera e o solo são muito lentas.

Porosidade de Aeração

A composição ideal do solo para o crescimento de plantas apresenta uma relação 50:50 de ar e água no espaço poroso, ou 25% de ar no solo, em volume (assumindo uma porosidade total de 50%). Estudos mostram que, na maioria dos solos, a atividade microbiológica e o crescimento de plantas são severamente inibidos, quando a porosidade de aeração é menor do que 20% ou 10% do volume total do solo (a altos conteúdos de água).

Uma das principais razões pelas quais altos conteúdos de água causam deficiência de oxigênio nas raízes é que o poros preenchidos por água bloqueiam a difusão do oxigênio no interior do solo, para repor aquele utilizado pela respiração. A difusão do oxigênio em um poro preenchido com ar é 10.000 vezes mais rápido, do que no mesmo poro preenchido por água.

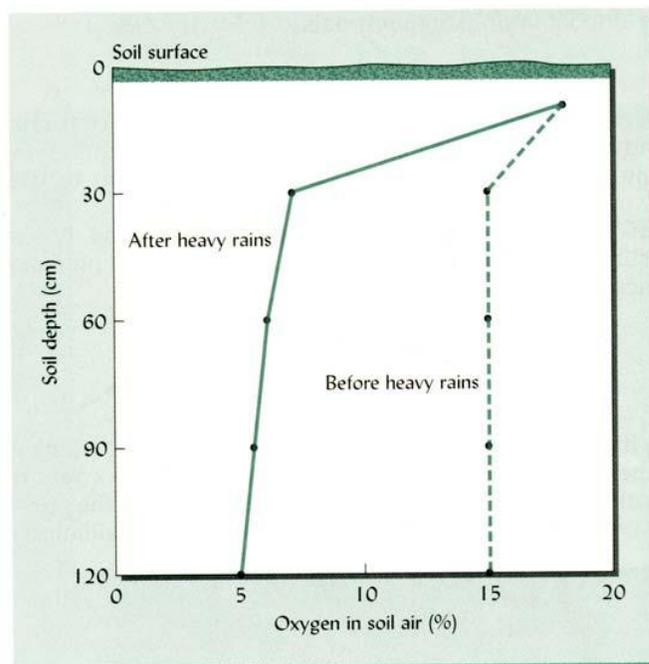


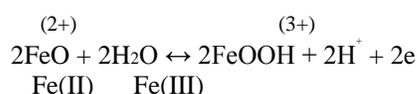
FIGURA 3.2 Conteúdo de oxigênio do ar do solo antes e após chuvas pesadas em um solo cultivado com algodão. A água da chuva substituiu o ar do solo. A pequena quantidade de oxigênio remanescente foi consumida na respiração das raízes e organismos do solo. O teor de dióxido de carbono (não representado) aumentou proporcionalmente.

3.4 Potencial de oxi-redução (redox)

Uma importante característica química do solo que está relacionada com a aeração são os estados de redução e oxidação dos elementos químicos. Se um solo é bem aerado, formas oxidadas como o Fe(III) em FeOOH e N(V) em NO₃ (nitrato) são dominantes. Em solos mal aerados, formas reduzidas destes elementos podem ser encontradas; como Fe(II) em FeO e N(III) em NH₄⁺ (amônio). A presença destas formas reduzidas é uma indicação da drenagem restrita e má aeração.

Reações Redox

A reação que ocorre quando um elemento no estado reduzido passa para um estado oxidado pode ser ilustrada pela oxidação do ferro divalente [Fe²⁺ ou Fe(II)] no FeO, para a forma trivalente (Fe³⁺ ou Fe(III)) no FeOOH.



Note que o Fe(II) perde um elétron e quando passa para Fe(III), e que íons H⁺ são formados neste processo. A perda de um elétron sugere que há potenciais para a transferência de elétrons de uma substância para outra. Este potencial redox pode ser medido usando um eletrodo de platina.

O potencial redox Eh fornece uma medida da tendência de uma substância em receber ou doar elétrons. Ela é normalmente medida em volts ou milivolts. Como no caso do potencial da água, o potencial redox refere-se a um estado de referência, neste caso o par hidrogênio $\frac{1}{2} \text{H}_2 \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{e}^-$, cujo potencial redox é arbitrariamente tomado como zero. Se uma substância recebe elétrons facilmente, ela é conhecida como um agente oxidante; se a substância doa elétrons facilmente, ela é um agente redutor.

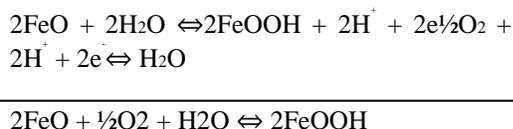
Papel do Oxigênio

O gás oxigênio (O₂) é um importante exemplo de um forte agente oxidante, ele recebe rapidamente elétrons de muitos outros elementos. Todos os processos de respiração aeróbia requerem O₂ como acceptor de elétrons, à medida que organismos vivos oxidam carbono orgânico liberando energia para a vida.

O oxigênio pode oxidar substâncias orgânicas e inorgânicas. Porém, lembre-se que, à medida que o oxigênio oxida outras substâncias, ele é reduzido. Este processo de redução pode ser visto na seguinte reação:



Observe que o átomo de oxigênio tendo carga zero no O₂, recebe dois elétrons, ou seja uma carga de -2 quando se torna parte da molécula de água. Estes elétrons podem ser doados pelas duas moléculas de FeO sofrendo oxidação, como mostrado na primeira reação. Associando-se as duas reações, nota-se o efeito geral da oxidação e redução.

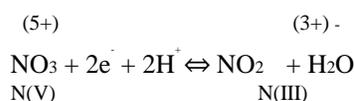


A doação e acepção de elétrons (e⁻) e íons H⁺ em um lado da equação é balanceada pelo outro, e assim não aparece na reação combinada, mas para reações específicas de oxidação e redução são processos muito importantes.

O potencial redox Eh de um solo é dependente da presença de aceptores de elétrons (oxigênio ou outros agentes oxidantes) e do pH. A correlação positiva em um solo, entre o conteúdo de O₂ do ar do solo e Eh (potencial redox) é mostrado na Figura 3.3. Em solos bem drenados, o Eh varia na faixa de 0,4 e 0,7 volts(V). À medida que a aeração é reduzida, o Eh diminui até um nível de 0,3 a 0,35 V, quando o oxigênio é exaurido. Sob condições inundadas, em solos quentes e ricos em matéria orgânica, podem ser encontrados valores de Eh tão baixos quanto - 0,3 V.

Outros Aceptores de Elétrons

Além do oxigênio, outros elementos podem atuar como aceptores de elétrons (oxidantes). Por exemplo, o N (V) no nitrato recebe dois elétrons quando é reduzido para N (III) no nitrito:



Reações semelhantes envolvem a redução ou oxidação de Fe, Mn e S (ver reações na Figura 3.4).

O efeito do pH sobre o potencial redox relacionado a diversas reações importantes que ocorrem no solo, são mostradas na Figura 3.4. Note que em todos os casos o Eh decresce à medida que o pH aumenta de 2 para 8. Como pH e Eh são facilmente medidos, não é difícil prever as reações com probabilidade de ocorrência. Por exemplo, a pH 6 o Eh teria que ser menor que + 0,5 V para estimular a redução do nitrato para nitrito, e em torno de + 0,2 volts para estimular a redução do FeOOH para Fe²⁺. Para formação do metano em condições alagadas a pH (6), é requerido um Eh em torno de - 0,2 V.

O valor do Eh em que ocorre as reações de oxi - redução varia de acordo com o composto químico. Na Tabela 3.1 são listadas formas oxidadas e reduzidas de vários elementos importantes no solo, juntamente com o potencial redox aproximado no qual reações de oxidação e redução ocorrem.

O valor do Eh explica a seqüência de reações que ocorrem quando um solo bem aerado se torna saturado com água.

Primeiramente, a respiração reduzirá a concentração de O₂ no ar do solo, e aquela dissolvida na água do solo. Quando a concentração deste aceptor de elétrons é reduzida, o potencial redox também reduz. Como o O₂ é reduzido à água em níveis de Eh de 0,38 para 0,32 V, uma vez que o potencial redox cai abaixo deste nível, o solo é essencialmente destituído de O₂. A baixos valores de Eh, os únicos microorganismos funcionais são aqueles capazes de utilizar outros elementos, que não o oxigênio, como aceptores metabólicos de elétrons.

TABELA 3.1 Formas oxidadas e reduzidas de certos elementos no solo e potencial redox Eh, no qual ocorrem mudanças nas formas dos elementos, em um solo a pH 6.5

Note que o oxigênio na forma de gás é exaurido a níveis de Eh de 0,38 a 0,32V. A níveis mais baixos de Eh os microorganismos utilizam outros elementos ao invés do oxigênio como aceptores de elétrons em seu metabolismo. Pela doação de elétrons eles transformam estes elementos em seu estado reduzido de valência.

Forma oxidada	Forma reduzida	Valores do Eh (V)
O ₂	H ₂ O	0,38 para 0,32
NO ₃ ⁻	N ₂	0,28 para 0,22
Mn ⁴⁺	Mn ²⁺	0,22 para 0,18
Fe ³⁺	Fe ²⁺	0,11 para 0,08
SO ₄ ²⁻	S ²⁻	-0,14 para -0,17
CO ₂	CH ₄	-0,20 para -0,28

Patrick e Jugsujinda (1992), SSSAJ., 56:1071-1073.

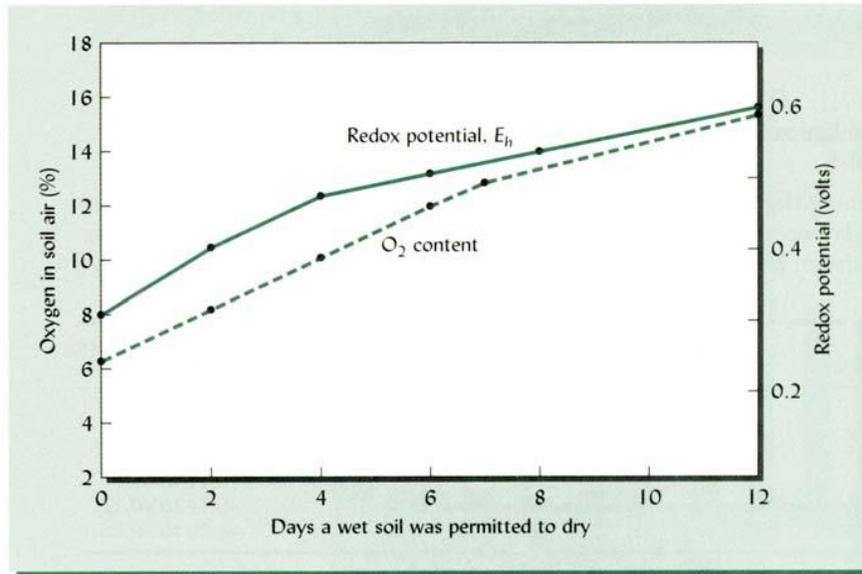


FIGURA 3.3 Relação entre conteúdo de oxigênio no ar do solo e potencial redox Eh. Foram feitas medidas a 28 cm de profundidade em um solo que tinha sido irrigado continuamente durante 14 dias antes do processo de secagem. Note a relação geral entre esses dois parâmetros. [Dados de Meek & Grass, (1975); usado com permissão de Soil Science Society of America]

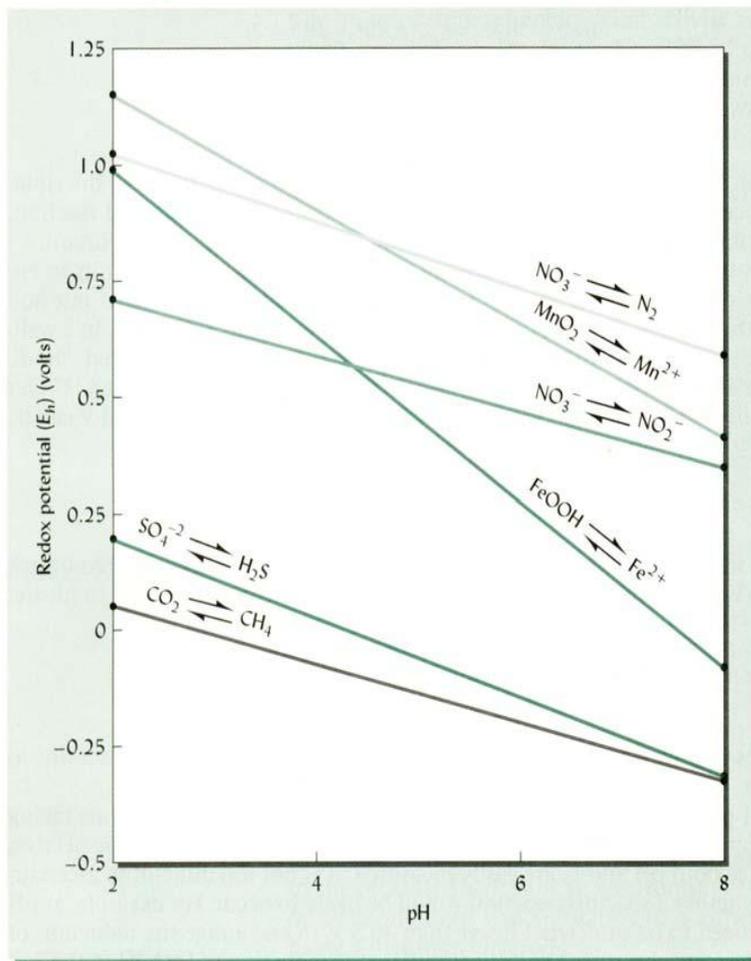


FIGURA 3.4 O efeito do pH sobre o potencial redox Eh no qual ocorrem importantes reações de oxiredução no solo.

O próximo elemento mais facilmente reduzido é geralmente o N (V) (no nitrato, NO_3). Se o solo contém muito nitrato, o Eh permanecerá na faixa de aproximadamente 0.28 a 0.22 V à medida que o nitrato é reduzido. Uma vez que, quase todo nitrato tenha desaparecido [N(V) tenha sido transformado em N(III) e outros tipos de N] o Eh diminuirá mais ainda. Neste ponto, organismos capazes de reduzir Mn se tornarão ativos e assim por diante. Então, com a queda de valores de Eh, os elementos N, Mn, Fe e S (SO_4^{-2}) e C(CO_2) receberão elétrons e se tornarão reduzidos, nesta ordem.

Em outras palavras, o Eh do solo deve ser reduzido para zero ou menos antes que ocorra a produção do metano, mas valores de Eh de 0.28 a 0.22 são baixos o suficiente, para resultar a redução do N-nitrato. Deste modo, a aeração do solo determina as formas químicas específicas presentes e, assim a disponibilidade, mobilidade e possível toxidez de vários elementos presentes no solo.

3.5. Fatores que afetam a Aeração do Solo

Drenagem do excesso de água

Drenagem da água gravitacional para fora do perfil e a difusão concomitante do ar no solo ocorrem mais rapidamente nos macroporos. Os fatores mais importantes que influenciam a aeração de solos bem drenados são portanto, aqueles que determinam o volume de macroporos do solo. A quantidade de macroporos tem uma influência principal sobre o espaço poroso total bem como sobre as trocas gasosas e reações bioquímicas. Textura do solo, densidade, estabilidade dos agregados, conteúdo de matéria orgânica e formação de bioporos estão entre as propriedades que ajudam a determinar a quantidade de macroporos e a aeração do solo.

Taxa de respiração no solo

A concentração de oxigênio e dióxido de carbono são dependentes da atividade microbiana, a qual dependem da disponibilidade de compostos orgânicos como fonte de alimento. A incorporação de grandes quantidades de esterco, resíduos de colheita, ou lodo de esgoto podem afetar consideravelmente a composição do ar do solo. Do mesmo modo, a ciclagem dos resíduos de plantas, pela queda de folhas, decomposição da massa radicular, e excreção radicular em ecossistema natural fornece substrato para atividade microbiana. A respiração das raízes das plantas e organismos do solo são também processos significantes (Figura 3.5). À medida que a temperatura do solo aumenta, todos esses processos também aumentam.

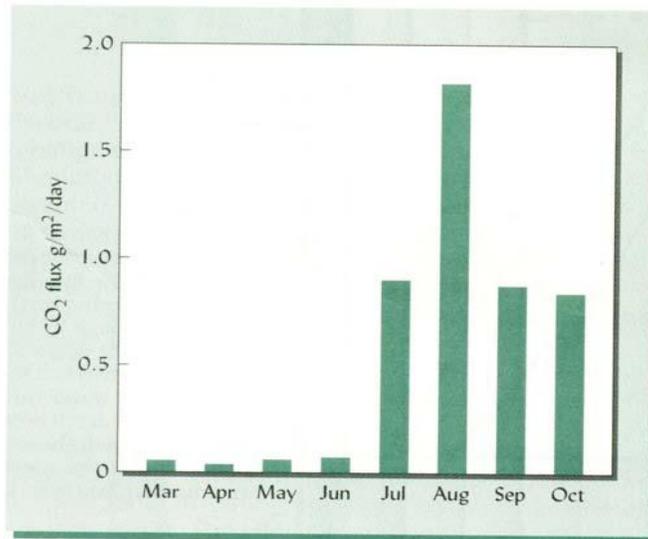


FIGURA 3.5 Taxa do movimento de CO₂ (fluxo) da superfície de um solo em um ecossistema florestal no Estado de New York. Note as altas taxas de julho a outubro quando o crescimento vegetal e a atividade microbiana eram maiores.

Superfície versus Subsolo

Subsolos são geralmente mais deficientes em O₂ do que solos superficiais. Não somente o conteúdo de água é normalmente maior (climas úmidos), o espaço total de poros, como o espaço de macroporos, é geralmente muito menor nos horizontes profundos. O caminho para difusão de gases para dentro e fora do solo é maior em horizontes mais profundos. Entretanto, se substratos orgânicos são pouco supridos no subsolo, ele ainda pode ser aeróbio. Por esta razão, certos solos recentemente inundados são anaeróbios nos 50 a 100 cm superiores e são aeróbios em camadas inferiores.

Em algumas áreas florestais e em pomares, as raízes das árvores se estendem até camadas com conteúdo muito baixo de oxigênio e alto em dióxido de carbono, especialmente se o subsolo possui alto teor de argila. Níveis de CO₂ próximos a 15% (150 mL/L) tem sido observados em alguns subsolos. Estudos em profundidade, em solos altamente intemperizados sob florestas tropicais úmidas indicam que a respiração é mantida, e a concentração de CO₂ continua a aumentar, até camadas mais profundas do subsolo (Figura 3.6).

Heterogeneidade do solo

Perfil -Como pode ser visto nas Figuras 3.1 e 3.6, o estado de aeração varia consideravelmente em diferentes locais no perfil do solo. Em solos bem drenados relativamente uniformes a tendência é uma redução geral no O₂ e aumento de CO₂ à medida que se aprofunda no perfil. Entretanto, zonas mal aeradas ou bolsões de ar podem ser encontradas em qualquer horizonte de um solo bem drenado e aerado.

Manejo -Uma das causas da heterogeneidade do solo é o cultivo, que tem ambos efeitos a longo período e curto prazo sobre a aeração do solo. A curto prazo, a movimentação do solo permite com que ele seque mais rápido e incorpore grandes quantidades de ar. Estes efeitos são especialmente evidentes em solos de textura fina e compactados, nos quais as plantas em crescimento respondem imediatamente ao cultivo para o controle de ervas daninhas ou aplicação de fertilizantes. Entretanto a longo prazo, o cultivo pode reduzir a macroporosidade.

Macroporos maiores-Zonas mal aeradas podem ser resultado de uma camada de solo de textura argilosa ou compactada, ou podem estar presentes no interior de agregados (unidades estruturais), onde os microporos podem limitar as trocas gasosas (Figura 3.7). Em solos bem drenados, os grandes poros (fissuras) entre as unidades estruturais, ou antigos canais radiculares no subsolo podem ser periodicamente preenchidos por água, causando zonas localizadas de má aeração. Em solos saturados, tais poros podem causar o efeito oposto facilitando a difusão de O₂ no solo, durante períodos de seca.

Raízes de Plantas – Do mesmo modo, raízes de plantas em crescimento podem reduzir ou aumentar a concentração de O₂ nas suas imediações. Em solos mal drenados, respiração de raízes de plantas pode diminuir a quantidade de O₂ no solo. Por outro lado, plantas hidrófitas com aerênquimas podem transportar suprimento de O₂ para as raízes, permitindo alguma difusão para o solo e produção de uma zona oxigenada em um solo anaeróbio.

Por estas razões, reações de oxidação podem ocorrer a poucos centímetros ou milímetros de um outro local onde existem condições de redução. Esta heterogeneidade da aeração, deve ser considerada ao se entender a função do solo na ciclagem de elementos e na função do ecossistema.

Diferenças sazonais

Há uma considerável variação sazonal na composição do ar do solo. Na primavera, em regiões temperadas e úmidas, solos são geralmente úmidos, dificultando as trocas de gasosas. Mas, devido às baixas temperaturas, a respiração das raízes das plantas e dos microorganismos é restrita, assim a utilização de oxigênio e liberação de CO₂ é também pequena. Em meses de verão, os solos normalmente possuem menor conteúdo de umidade e as trocas gasosas são facilitadas. Entretanto, temperaturas mais favoráveis estimulam a respiração vigorosa de raízes de plantas e microorganismos, liberando grandes quantidades de dióxido de carbono. Isto é ilustrado na Figura 3.8, que mostra os níveis de dióxido de carbono num Alfissolo no Missouri durante a estação de crescimento do milho e mais tarde no início do inverno.

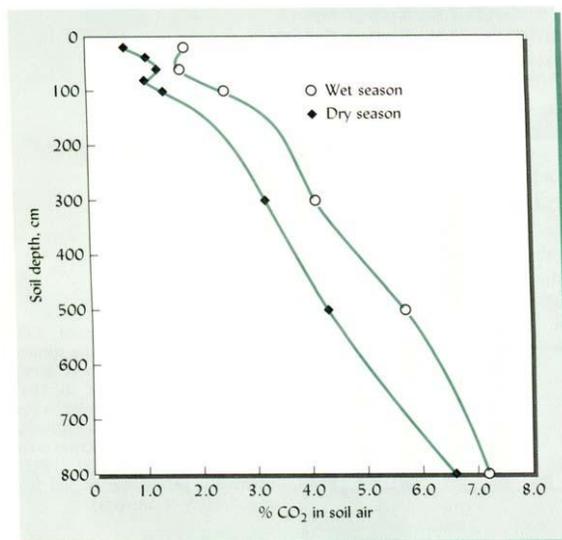


FIGURA 3.6 Mudanças na concentração de ar em profundidade no perfil de um solo Haplustox sob floresta tropical na região Amazônica Brasileira. A fonte de CO₂ foi uma combinação da respiração radicular e microbiana. Apesar das camadas superiores possuírem maiores taxas de produção de CO₂, os gases produzidos tem uma menor distância para percorrer até a atmosfera e muitos macroporos neste caminho. A concentração de CO₂ aumenta com a profundidade devido ao aumento da distância a ser percorrida pelos gases até a atmosfera e redução da macroporosidade causando acúmulo de CO₂ [Data from Davidson e Trumbore (1995)].

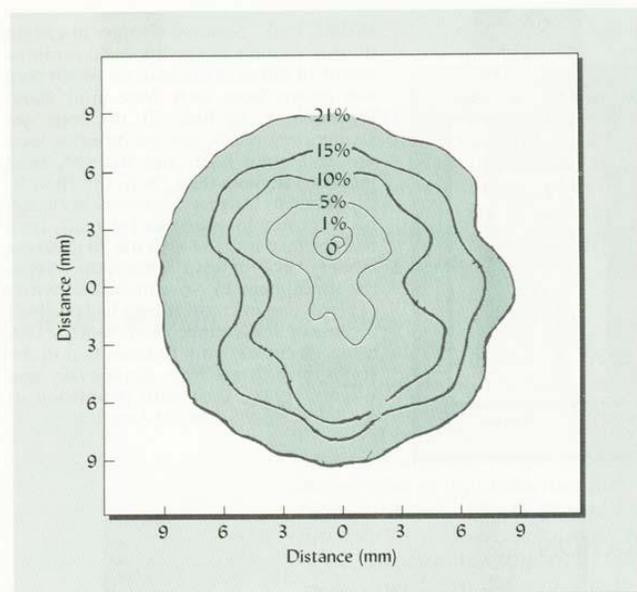


FIGURA 3.7 Um diagrama mostrando o conteúdo de oxigênio do ar do solo de um agregado úmido de um Aquic Hapludoll (mosqueado franco argilo siltoso) do Iowa. As medidas foram feitas com um único micro eletrodo. Note que o conteúdo de oxigênio próximo do centro do agregado é zero, enquanto que próximo a borda é de 21%. Assim, bolsões com deficiência de oxigênio podem ser encontrados num solo, em que o conteúdo total de oxigênio possa não ser baixo. (De Sextone, et al.(1985))

Efeitos da vegetação

Além dos efeitos da respiração radicular mencionados anteriormente, a vegetação pode afetar a aeração do solo, removendo grandes quantidades de água, através da transpiração, o suficiente para baixar o nível do lençol freático, em alguns solos mal drenados. Os dados da tabela 3.2 apresentam este efeito para uma floresta de pinho. Os efeitos da profundidade do solo e estação do ano também são evidentes .

TABELA 3.2 Efeito do corte de madeira com compactação mínima sobre a aeração do solo em regime de temperatura, numa floresta subtropical de pinus.

Uma vez que os pinus de 55 anos de idade foram cortados, a evapotranspiração e o sombreamento foram reduzidos, resultando em uma elevação do lençol freático, diminuição do potencial redox e temperaturas mais altas durante a primavera. Este último efeito estimulou o uso do oxigênio por organismos e reduziu ainda mais o potencial redox neste Vertic Ochraqualf. Note que os potenciais redox foram reduzidos com temperaturas mais altas na primavera, mesmo quando o solo não estava tão úmido na primavera quanto no inverno.

Tratamento	Tempo que o solo está saturado, %	Temperatura do solo, °C		Potencial redox do solo Eh, V	
		Inverno	Primavera	Inverno	Primavera
Medida a 50 cm de profundidade					
Não perturbado	31	11,8	18,3	0,83	0,65
Árvores cortadas sem compactação	64	11,7	20,5	0,51	0,11
Medida a 100 cm de profundidade					
Não perturbado	54	13,3	17,3	0,83	0,49
Árvores cortadas sem compactação	46	13,2	18,7	0,54	0,22

Oxidação e Redução de Elementos

Nutrientes -Através de seus efeitos sobre o potencial redox, o nível de oxigênio no solo determina as formas de diversos elementos inorgânicos, como mostrado na Tabela 3.3. Os estados oxidados do nitrogênio e enxofre são prontamente utilizáveis pelas plantas. Em geral, as condições de oxidação são desejáveis para nutrição de ferro e manganês da maioria das plantas em solos ácidos de regiões úmidas porque, nestes solos, as formas reduzidas destes elementos são tão solúveis que pode ocorrer toxidez. Porém, alguma redução do ferro pode ser benéfica, à medida que libera fósforo de compostos de fosfato de ferro insolúveis. Tal liberação de fósforo tem efeito sobre a eutroficação, quando ocorre em solos saturados ou em sedimentos subaquáticos.

Em áreas mais secas, ocorre um efeito oposto, e formas reduzidas de elementos como ferro e manganês são preferíveis. Em solos neutros a alcalinos nestas áreas mais secas, as formas oxidadas de ferro e manganês são firmemente retidas em compostos altamente insolúveis resultando em deficiência destes elementos. Tais diferenças ilustram a interação da aeração e pH em suprimento de nutrientes para plantas.

Outros Elementos - O potencial redox determina as espécies de alguns elementos tóxicos como cromo, arsênio e selênio, afetando seu impacto sobre o meio ambiente e a cadeia alimentar.

Cor de Solo -A cor do solo é consideravelmente influenciada pelo estado de oxidação do ferro e manganês. Cores como vermelho, amarelo e marrom são características de condições de oxidação. Cores aczentadas são predominantes em condições de aeração insuficientes. A cor pode ser utilizada como método de campo para determinação do estado de drenagem do solo. Solos mal drenados são caracterizados pelo contraste de materiais reduzidos e oxidados. Tal condição mosqueada indica uma zona de alternância entre má e boa aeração, numa condição não favorável ao crescimento ótimo da maioria das plantas.

Produção de metano -A produção de composto orgânico metano em condições inundadas é de grande importância, este gás é um dos principais responsáveis pelo efeito estufa e do aquecimento global, e tem aumentado sua concentração em torno de 1% ao ano desde 1980. O gás metano é produzido pela redução de CO₂. Sua formação ocorre quando o Eh é reduzido para aproximadamente - 0.2 V, uma condição comum em solos alagados e em áreas de arroz irrigado. É estimado que solos alagados nos Estados Unidos emitem aproximadamente 100 milhões de toneladas de metano anualmente. Devido a produção biológica destes ambientes, pesquisadores estão buscando meios para administrar o lançamento de metano sem recorrer a drenagem de solos alagados.

TABELA 3.3 Formas oxidadas e reduzidas de diversos elementos no solo

Elemento	Forma normalmente encontrado em solos bem oxigenados	Forma reduzida encontrada em condições de alagamento
Carbono	CO ₂ , C ₆ H ₁₂ O ₆	CH ₄ , C ₂ H ₄ , CH ₃ CH ₂ OH
Nitrogênio	NO ₃ ⁻	N ₂ , NH ₄ ⁺
Enxofre	SO ₄ ²⁻	H ₂ S, S ²⁻
Ferro	Fe ³⁺ [Fe (III) óxidos]	Fe ²⁺ [Fe (II) óxidos]
Manganês	Mn ⁴⁺ [Mn(IV) óxidos]	Mn ²⁺ [Mn(II) óxidos]

Efeitos sobre as Atividades de Plantas Superiores

Plantas são afetadas negativamente em pelo menos três modos por condições de má aeração: (1) o crescimento da planta, particularmente as raízes, é reduzido; (2) a absorção de nutrientes e água é diminuída; e (3) a formação de certos compostos inorgânicos tóxicos as plantas é favorecido.

Crescimento de plantas – A tolerância a má aeração varia entre as diferentes espécies de plantas. Beterraba e cevada são exemplos de espécies que requerem alta porosidade para um crescimento ótimo. Por outro lado, certas espécies de trevo e grama podem crescer com níveis de porosidade de aeração muito baixos. O arroz é uma das culturas que podem crescer com suas raízes submersas em água.

A tolerância de uma dada planta a baixa porosidade de aeração pode ser diferente em plântulas do que em plantas em crescimento rápido. Um típico caso é a tolerância do pinho vermelho a drenagem restrita, durante o seu desenvolvimento inicial e sua susceptibilidade em estágios superiores.

O conhecimento da tolerância das plantas a má aeração é útil na escolha de espécies apropriadas para o replantio em locais alagados. A ocorrência de plantas especialmente adaptadas às condições anaeróbias é de utilidade para a identificação de locais alagados.

Absorção de nutrientes e água -Baixos níveis de O₂ restringem a respiração radicular, um processo que fornece energia necessária para absorção de água e nutrientes. Como resultado, o excesso de água acumulada em locais baixos é muitas vezes a causa do murchamento de plantas e redução de sua absorção de água. Do mesmo modo, plantas podem exibir sintomas de deficiência nutricional em solos mal drenados, mesmo com boa disponibilidade de nutrientes.

Compactação e Aeração de Solos

A compactação do solo diminui as trocas gasosas, porém, os efeitos negativos da compactação do solo, não são somente devidos a má aeração. As camadas podem tornar-se tão densas que impedem o crescimento de raízes mesmo com oxigenação adequada.

3.7 Aeração relacionada ao Manejo do Solo e Planta

A drenagem superficial e sub superficial, são essenciais para a manutenção do ambiente aeróbio do solo. Sob irrigação e em plantas cultivadas em vasos, o excesso de umidade ocasionando aeração deficiente é um dos problemas mais frequentemente encontrados.

Estrutura do Solo e Cultivo

A manutenção de uma estrutura estável no solo é um importante meio de melhoria da aeração. Os macroporos, cuja ocorrência é favorecida por agregados grandes e estáveis, são logo drenados após uma chuva, permitindo assim o movimento de gases no interior do solo proveniente da atmosfera. Em áreas cultivadas, a manutenção da matéria orgânica, pela adição de adubos orgânicos e resíduos culturais, pelo crescimento de gramíneas e leguminosas, é talvez a forma mais prática de aumentar a estabilidade de agregados e, que por sua vez, melhorar a drenagem e aeração do solo. Em solos mal drenados de textura argilosa é normalmente impossível a manutenção de uma aeração adequada sem o cultivo do solo. O sistema de plantio direto, uma vez estabelecido por 5 a 10 anos, normalmente propicia a formação de canais por organismos do solo e raiz que favorecem a drenagem. Entretanto, a cobertura com resíduos vegetais pode reduzir a evaporação de água na primavera, resultando em excesso de umidade no solo na ocasião do plantio.

Plantas Cultivadas em Vasos

Plantas cultivadas em vasos sofrem pelo excesso de água devido a dificuldade no fornecimento da quantidade exata de água necessária. Para evitar o excesso de umidade, a maioria dos vasos possuem furos no fundo para que a água excedente drene. Como no caso de solos estratificados no campo, a água drenará através dos furos no fundo do vaso, somente se a parte superior estiver saturada com água. Se o solo contido no vaso for predominantemente mineral os finos poros permanecerão preenchidos com água, não deixando espaço para aeração e condições anaeróbicas logo prevalecerão. O uso de recipientes maiores (mais altos) permitirá melhor aeração na parte superior.

Para contornar este problema, os recipientes devem ser preenchidos com misturas. O solo mineral não deve preencher mais de um terço do volume total da mistura, sendo o restante composto de material inerte de textura grosseira e de baixa densidade como perlita ou vermiculita. Atualmente, as misturas utilizadas também contêm materiais orgânicos estáveis, tais como serragem ou compostos que retenham água e aumentem a macroporosidade.

Manejo de Árvores e Gramados

No transplante de mudas, cuidados especiais devem ser tomados para evitar a deficiência na aeração ou saturação na zona radicular.

A aeração de árvores estabelecidas também deve ser garantida. A colocação de excesso de solo sobre ou próximo ao tronco da planta pode ocasionar efeitos negativos à planta. As raízes da planta mais próxima a superfície podem sofrer de deficiência na oxigenação mesmo com uma sobrecarga de 5 a 10 cm de profundidade.

Sistemas de manejo em gramados altamente trafegados, normalmente tem componentes relacionados a aeração do solo. Por exemplo, uma forma de aumentar a aeração em áreas compactadas é retirando pequenas porções de terra da superfície do solo, permitindo assim mais facilmente as trocas gasosas.