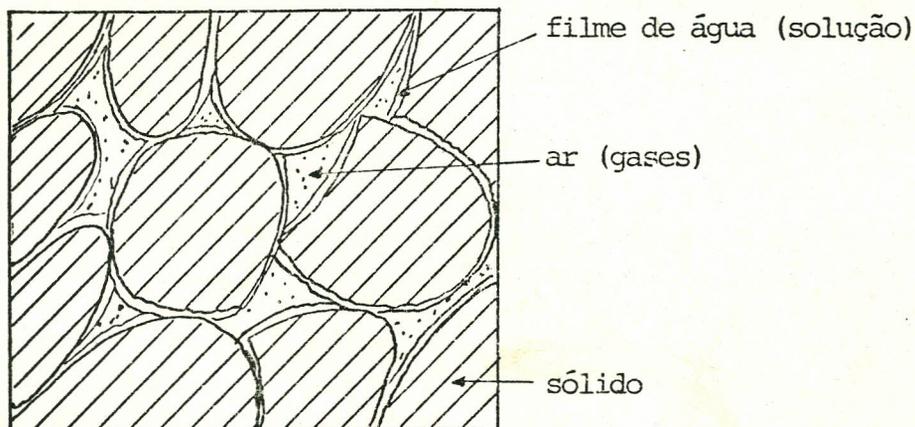


CONCEITOS BÁSICOS DE IRRIGAÇÃO

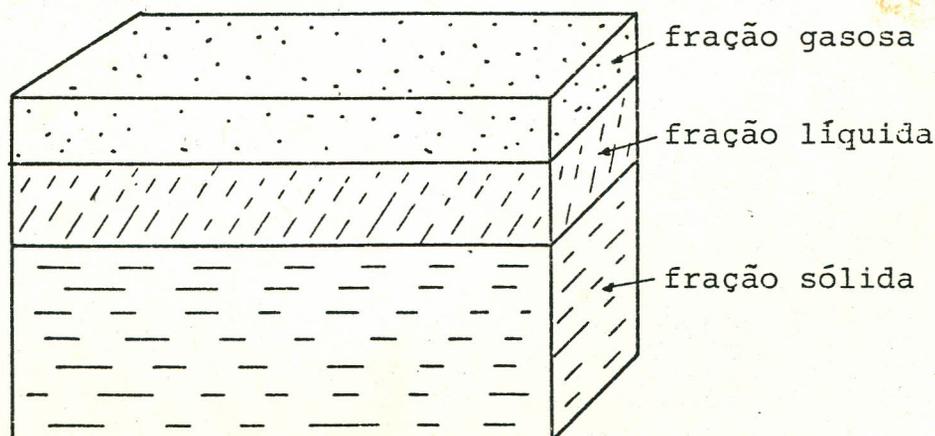
Lairson Couto

I. COMPOSIÇÃO DO SOLO E RELAÇÕES MASSA/VOLUME

O solo é composto de partículas sólidas de várias formas e diferentes dimensões. O espaço poroso pode ser preenchido com quantidades variáveis de água (solução) e ar (gases).



Esquemáticamente podemos representar as frações do solo como segue:



O espaço poroso total do solo pode estar ocupado pela água e ar, portanto:

$$P = \theta + \varepsilon$$

onde:

P = Porosidade Total

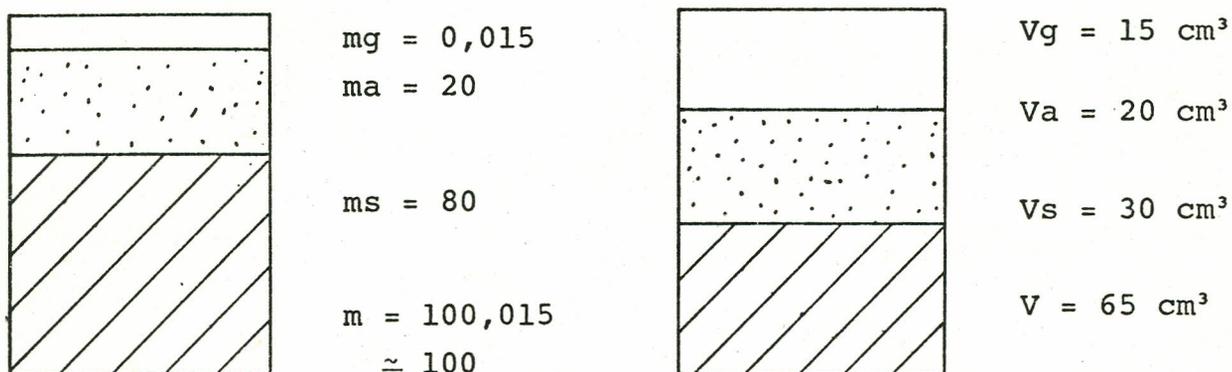
θ = Umidade do Solo em Volume

ε = Espaço Poroso Ocupado pelo Ar (gases)

A porosidade total mostra o espaço do solo que pode ser ocupado pela água e ar. É também uma indicação do grau de compactação do solo.

Tomemos por exemplo um torrão de solo com 100 gramas e volume de 65 cm³.

Esquemáticamente, podemos representá-lo da seguinte forma:



A partir dessa representação esquemática das frações componentes do solo podemos estabelecer uma série de relações massa/volume de grande importância na caracterização físico-hídrica dos solos.

a) Volume de Poros V_p :

$$V_p = V_g + V_a$$

$$V_p = V - V_s$$

O volume de poros, V_p é constituído pelo volume total de fluidos: água e ar.

b). Porosidade α

$$\alpha = \frac{V - V_s}{V} \times 100$$

c) Massa Específica (ou densidade) Atual

$$\rho_a = \frac{m}{V}$$

onde:

m é a massa do solo (ar, água e sólidos)

V é o volume total da amostra.

Como a composição do solo é variável quanto à proporção das frações sólida, líquida e gasosa, a sua massa específica ou densidade atual não é um bom parâmetro para se caracterizar um solo, visto que ela é também variável.

Portanto há necessidade de se definir outras grandezas intensivas.

d) Massa Específica (ou densidade) Média da Fração Sólida do Solo ou das Partículas, ρ_s

$$\rho_s = \rho_p = \frac{m_s}{v_s}$$

A densidade das partículas é impropriamente denominada densidade real do solo.

A densidade das partículas depende da composição mineralógica do solo e varia pouco nos solos minerais. Para fins práticos atribui-se à densidade da partícula o valor de $2,65 \text{ g/cm}^3$.

e) Massa ESpecífica (ou densidade global), ρ_g

$$\rho_g = \frac{m_s}{v}$$

Esse termo é também inadequadamente denominado densidade aparente.

A densidade global do solo juntamente com a porosidade dá uma idéia do grau de compactação de um solo. A densidade global varia de valores menores que 1 g/cm^3 , geralmente em solos turfosos, a valores de até $1,9 \text{ g/cm}^3$ para solos com elevado grau de compactação.

f) Umidade na Base de % em Peso, U

$$U = \frac{m_{ag}}{m_{sg}} \times 100 = \frac{m_a}{m_s} \times 100$$

onde:

m_s é a massa de solo seco na estufa a $105-110^\circ\text{C}$, após atingido o equilíbrio
 g é a aceleração da gravidade

g) Umidade na Base de % em Volume, θ

$$\theta = \frac{V_a}{V} \times 100$$

h) Grau de Saturação, G

$$G = \frac{\theta}{P} \times 100$$

Um solo se encontra saturado quando o volume de poros, V_p , é igual ao volume ocupado pela água, V_a , isto é,

$$V_p = V_a$$

ou quando o volume ocupado pelo ar (gases) $V_g = 0$

Nestas condições:

$$P = \theta + \varepsilon$$

$$\text{como } \varepsilon = 0$$

$$\theta = P$$

e

$$G = 100\%$$

A partir destas relações outras podem ser estabelecidas como por exemplo:

Porosidade Total

$$P = \frac{V_a + V_g}{V} = \frac{V - V_s}{V} = 1 - \frac{V_s}{V}$$

$$P = 1 - \frac{\frac{m_s}{\rho_s}}{\frac{m_s}{\rho_g}} = 1 - \frac{\rho_g}{\rho_s} \quad \rho_s = \rho_p$$

$$P = 1 - \frac{\rho_g}{\rho_p}$$

Umidade

$$\theta = (V_a/v) \times 100 \quad \text{e} \quad U = m_a/m_s \times 100$$

$$\frac{\theta}{U} = \frac{V_a/v}{m_a/m_s} = \frac{V_a}{V} \times \frac{m_s}{m_a} = \frac{m_s}{v} \cdot \frac{V_a}{m_a}$$

$$\theta/U = \rho_g \times \frac{1}{\rho_{\text{água}}}$$

$$\theta = U \times \rho_g$$

Exemplo:

a) Volume de Poros V_p :

$$V_p = V_g + V_a$$

$$V_g = 15 \text{ cm}^3 \quad V_a = 20 \text{ cm}^3$$

$$V_p = 35 \text{ cm}^3$$

b) Porosidade α

$$\alpha = \frac{V - V_s}{V} \times 100$$

$$V = 65 \quad V_s = 30$$

$$\alpha = 35/65 \times 100 = 53,85\%$$

c) Massa específica ρ_a

$$\rho_a = m/V \quad m = 100 \text{ gramas}$$

$$V = 65 \text{ cm}^3$$

$$\rho_a = 100/65 = 1,54 \text{ g/cm}^3$$

d) Massa específica da fração sólida ρ_s

$$\rho_s = m_s/V_s$$

$$m_s = 80 \text{ g} \quad V_s = 30 \text{ cm}^3$$

$$\rho_s = 80/30 = 2,66 \text{ g/cm}^3$$

e) Massa específica ou densidade global ρ_g

$$\rho_g = m_s/V$$

$$m_s = 80/65 = 1,23 \text{ g/cm}^3$$

f) Umidade % em Peso, U

$$U = \frac{m_a}{m_s} \times 100$$

$$m_a = 20 \quad m_s = 80$$

$$U = (20/80) \times 100 = 25\%$$

g) Umidade % em volume, θ

$$\theta = \frac{V_a}{V} \times 100 \quad V_a = 20 \text{ cm}^3$$

$$V = 65 \text{ cm}^3$$

$$\theta = 20/65 \times 100$$

$$\theta = 30,76\%$$

h) Grau de Saturação, G

$$G = \frac{\theta}{P} \times 100$$

$$\theta = 30,76\%$$

$$P = \alpha = 53,33\%$$

$$G = 39,76/53,85 \times 100$$

$$G = 57,12\%$$

II. MÉTODOS PARA DETERMINAÇÃO DA UMIDADE DO SOLO

A medição ou estimativa do conteúdo de água do solo em condições de campo é difícil devido a uma série de fatores, tais como:

- . O crescimento desigual das plantas e a desuniformidade na distribuição do sistema radicular causam variações no conteúdo de água no solo.
- . Diferenças em características de infiltração resultam em variações logo após chuva ou irrigação.
- . A variação do solo no campo com relação a estrutura, estratificação e textura causa diferenças na quantidade de água armazenada no solo.

- . Distúrbios e mudanças na densidade global, variação em volume de poros e distribuição de tamanho de poros causam profundas variações no conteúdo de água ao longo do perfil do solo, em condições de campo.
- . Desigualdades no relevo superficial do solo resultam em umidecimento desuniforme do solo.
- . Sistemas de irrigação mal dimensionados, ou operados inadequadamente podem contribuir para uma distribuição de água desuniforme, no campo.
- . A água no solo está constantemente mudando e uma determinada amostra representa apenas a condição de água naquele momento, uma vez que o sistema é dinâmico.

Portanto, esta desigualdade na distribuição de água, no solo resulta em variações na amostragem que introduz incertezas em qualquer estimativa de água em condições de campo. Esta incerteza é denominada erro de amostragem ou simplesmente variabilidade. Portanto, na amostragem deve-se tomar as devidas precauções para reduzir os efeitos dessa variabilidade.

a) Processo gravimétrico

É o método clássico e o mais utilizado na determinação do conteúdo de água do solo.

As amostras são retiradas em vários locais e profundidades, no campo, podendo constituir-se de amostras simples ou compostas. Estas amostras podem ser deformadas, utilizando-se trados comuns ou podem ser amostras não deformadas, de volume conhecido, utilizando-se trados especiais, como por exemplo o trado de Uhland. Deve-se ter muito cuidado para evitar perdas de água, por evaporação, pelo solo durante a amostragem.

As amostras de solo são colocadas em latas de alumínio e estas vedadas por meio de fita adesiva. Estas amostras são levadas para o laboratório o mais rápido possível. As amostras são pesadas e levadas à estufa a 105-110°C, onde permanecem até atingirem

peso constante (geralmente 48 hrs são suficientes).

O cálculo da umidade é feita com base nas equações:

% em peso: U

$$U = \frac{m_a}{m_s} \times 100$$

m_a = Peso do solo úmido - Peso do solo seco a 105°C

m_s = Peso do solo seco a 105/110°C

% em volume: θ

$$\theta = u \cdot \rho_g$$

$$\rho_g = \frac{m_s}{V}$$

V = volume da amostra de solo não deformada (volume do cilindro amostrador)

ρ_g = densidade global

b) Sonda de Neutrons

Quando neutrons com alta energia são emitidos por uma fonte de material radioativo eles colidem com os núcleos atômicos que estão próximos. Se os núcleos com os quais eles colidem são duros e pesados, eles irão resvalar retendo a mesma velocidade. Se, no entanto, a partícula com a qual o neutron colide é aproximadamente do mesmo tamanho e massa do neutron, aproximadamente metade da energia original do neutron será transmitida para a nova partícula e ambos moverão com a mesma velocidade, cujo valor será próximo da metade da velocidade original do neutron. Portanto, se neutrons colidem com partículas com tamanho aproximado do seu, eles serão rapidamente retardados até que esteja movendo com a mesma velocidade das partículas com as quais eles colidiram. Diz-se que tais neutrons estão termalizados, porque a velocidade com que eles movem é determinada pela temperatura do sistema.

No solo existem poucos elementos efetivos na termalização de neutrons. O núcleo atômico mais efetivo em atenuar neutrons é o do hidrogênio, que tem aproximadamente a mesma massa do neutron. Outros elementos capazes de atenuar neutrons são o lítio, berilo, boro e carbono, mas são progressivamente menos efetivos à medida que seus pesos atômicos aumentam no solo, esses elementos ocorrem em quantidades pequenas e às vezes insignificantes, a não ser o carbono em solos orgânicos. O hidrogênio ocorre em grande quantidade como componente da água.

Na determinação da umidade do solo por esse método instalam-se tubos de alumínio ou aço nos locais e até as profundidades desejadas. Em seguida, uma sonda contendo uma fonte de neutrons com alta energia (Americio/Berilio) e um contador para detectar os fluxos de neutrons termalizados é abaixada no interior do tubo até a profundidade desejada.

Desde que a quantidade de hidrogênio associado com a água no solo é geralmente muito maior que aquela associada com argila, matéria orgânica ou outras partículas do solo, o fluxo de neutrons termalizados é proporcional à quantidade de água em um volume de solo. Neste método, os neutrons são termalizados no interior de uma amostra de solo relativamente grande. Portanto, com todas as vantagens e desvantagens inerentes a este fato.

As medições de água no solo com base nesse método são puramente empíricas e dependem de uma boa curva de calibração relacionando a contagem dos neutrons termalizados com a umidade do solo determinada pelo processo gravimétrico. Desta calibração ajusta-se uma equação polinomial do terceiro grau de forma geral:

$$M = of + S(A_0 + A_1 X + A_2 X^2 + A_3 X^3)$$

onde:

M = conteúdo de umidade expresso em % na base de peso ou na base de volume

of = "off set", valor ajustado na fábrica, geralmente é zero

S = declividade ("slope") geralmente ajustado de fábrica para S=1

A_0 , A_1 , A_2 , A_3 são coeficientes obtidos por ocasião do ajuste dos dados (calibração de campo) através de tratamentos estatístico (regressão)

X = é a variável independente

X = Leitura/Padrão

Portanto, para $of = 0$ e $S = 1$

$$M = A_0 + A_1 X + A_2 X^2 + A_3 X^3$$

Geralmente, a sonda vem com uma calibração de fábrica, mas recomenda-se fazer uma curva de calibração para as condições locais.

Segue a título de ilustração a equação de calibração para a sonda de neutrons da Troxler, modelo 3222, obtida no CNPMS-EMBRAPA, em um Latossolo Vermelho escuro, argiloso, distrófico, fa se cerrado.

$$M = A_0 + A_1 X + A_2 X^2 + A_3 X^3$$

onde:

$$A_0 = 337,494$$

$$A_1 = - 1385,060$$

$$A_2 = 1981,000$$

$$A_3 = - 896,125$$

$$r^2 = 84,64\%$$

c) Atenuação de Raios Gama

O conteúdo de água em colunas de solo, em laboratório po de ser determinado pelo emprego da atenuação de raios gama. A fon te consiste de C_s^{137} , 20 "milicuries". A densidade úmida do solo ρ_m é dada pela equação:

$$\rho_m = A_N - B_N \ln N$$

onde A_N e B_N são parâmetros que devem ser determinados experimentalmente para um dado sistema, contudo A_N depende da densidade glo bal, ρ_g , do solo. O Valor de N é a leitura (contagem) observada no solo para o teor de umidade presente no momento da determinação, ao qual corresponde um valor de ρ_m .

$$\rho_m = \frac{\text{massa de água}}{\text{volume total da amostra de solo}}$$

$$\rho_m = \frac{m_a}{V}$$

O método dá uma precisão de $\pm 0,5$ por cento da água contida na amostra.

Desde que a atenuação de raios gama depende da densidade do material, o método somente é preciso na determinação da água no solo quando a densidade global do solo seco é conhecida e permanece constante. Portanto, em solos com argila expansiva (2:1) ou que ocorra em diferentes estados de compactação, o método é menos preciso.

d) Outros Métodos

Existem outros métodos de menor precisão como por exemplo o "steady" muito usado em estudo de compactação, na construção de estradas.

O conteúdo de umidade do solo pode também ser determinado indiretamente através da determinação do potencial de água no solo (tensiômetros, blocos de resistência elétrica e psicrômetros) e utilizando-se a curva característica de retenção de água desse solo para conversão dos valores.

III. POTENCIAL DE ÁGUA

a) Conceituação

O estado de energia da água no solo ou na planta é descrito pelo "Potencial da Água", representado pela letra maiúscula psi (Ψ), que é o potencial químico da água relativo ao seu estado de referência (água pura, pressão atmosférica), expressa na base de volume.

Quantitativamente

$$\Psi = \frac{\mu_w - \mu_w^0}{\bar{V}_w} \quad \text{onde,}$$

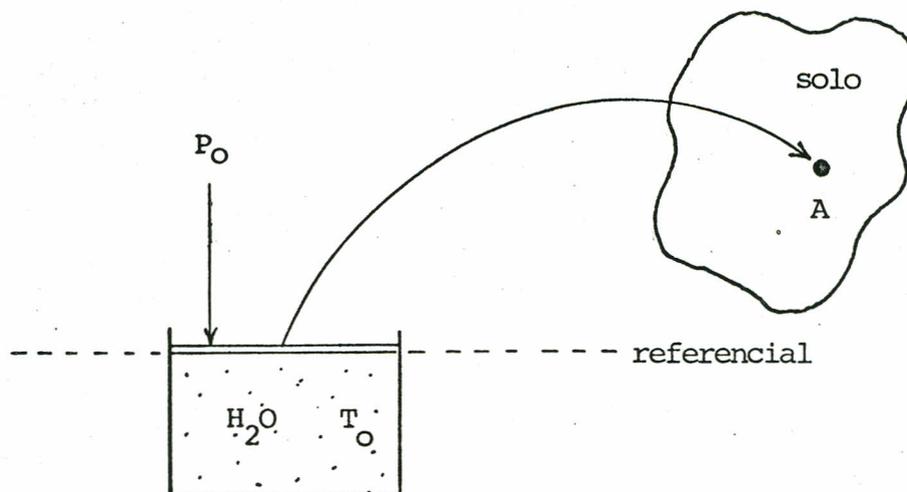
μ_w^0 é o potencial químico da água no estado de referência, isto é, μ da água pura, pressão atmosférica e temperatura do sistema em

consideração.

\bar{V}_w é o volume parcial molar da água (aproximadamente 18 cm³/mol).

Segundo REICHARDT o potencial de água no solo pode ser definido da seguinte forma:

"Representa o trabalho realizado quando a unidade de massa (volume ou peso) de água em estado padrão é levada isotérmica, isobárica e reversivelmente para o estado considerado no solo".



Estado Padrão $\Psi_0 = 0$

Toma-se como estado padrão, o estado no qual o sistema água acha-se em condições normais de temperatura e pressão, livre de sais minerais, com interface líquida-gas plana, situado em da do referencial de posição.

b) Componentes do Potencial de Água

O potencial da água Ψ é afetado por todos os parâmetros que afetam a energia livre da água. Os principais parâmetros para o sistema Solo-Planta são: pressão hidrostática, solutos, interação da água com uma "matriz" sólida e força gravitacional.

O potencial total da água é uma função de todos estes fatores ou variáveis de tal forma que:

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

As letras minúsculas psi (Ψ) denotam os componentes do potencial da água. Expresso em palavras, é a soma dos componentes do

potencial da água que são variáveis essencialmente independentes. Para brevidade, são referidos como potencial de pressão, de soluto, matricial e gravitacional, respectivamente.

Entretanto, quando nós dizemos potencial de pressão, etc, nós realmente estamos expressando o componente do potencial de água devido a pressão,, devido a presença de solutos, devido a interação com a "matriz" e devido a gravidade.

O potencial de pressão é equivalente à pressão hidrostática. Uma vez que o estado de referência é água pura, à pressão atmosférica, ele será positivo quando o sistema estiver sob pressão maior do que a atmosférica, mas negativo quando o sistema estiver sob pressão menor do que a atmosférica, ou realmente sob tensão. Os potenciais de soluto (osmótico) e matricial (mátrico) são sempre zero ou negativo, desde que a presença de solutos ou a interação com a "matriz" sempre reduz a atividade ou potencial da água para um valor abaixo daquele para água pura. Quanto maior a concentração dos solutos ou mais forte a interação com a "matriz" mais baixo (mais negativo) é ψ_s ou ψ_m . O estado de referência para ψ_g é escolhido para cada caso em particular. Portanto ψ_g pode ser positivo, negativo ou zero.

Em solos agrícolas a concentração de solutos é geralmente considerada baixa e o potencial de soluto assume valores próximos de zero. Quando o solo não está saturado, a água nos poros do solo está essencialmente em contato com a atmosfera, portanto, ψ_p é zero. Por outro lado ψ_m é frequentemente o único componente de potencial significativo. À medida que o solo seca, o filme de água na "matriz" do solo torna-se cada vez mais fino, resultando em ψ_m mais negativo.

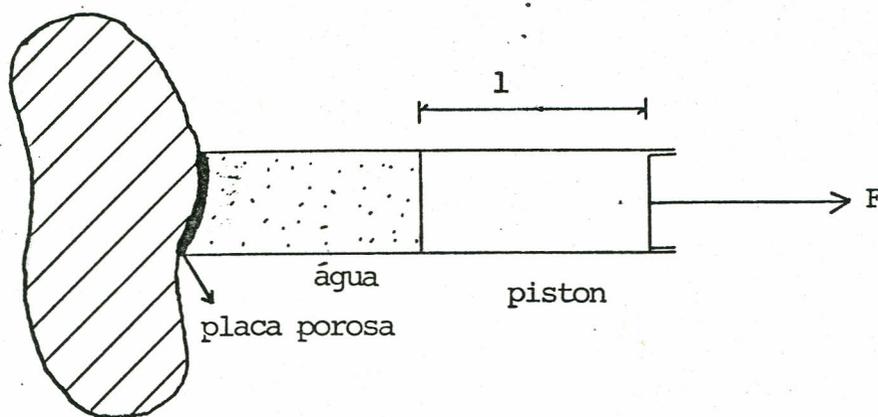
O potencial gravitacional é um componente muito importante quando o solo está próximo da saturação, mas torna-se menos significativo à medida que o solo drena e seca, porque ele é suplantado pelo potencial mátrico que se torna progressivamente mais negativo.

A água move segundo um gradiente do potencial total da água. Equilíbrio é alcançado quando o gradiente torna-se zero, isto é, ψ é constante através de todo o trajeto. Entretanto, os potenciais componentes podem diferir de local para local, em um sistema em equilíbrio.

c) Unidades de Potencial.

Pela própria definição o potencial pode ser expresso em unidades de trabalho ou energia.

Se nós tomarmos um bloco de solo, a água nesse solo está retida por muitas forças. Para retirar a água desse solo tem-se que realizar algum "trabalho



Se nós puxarmos o pistão iremos retirar alguma água do solo.

$$\text{Trabalho: } T = F \cdot l$$

Os potenciais químicos são expressos em unidades de energia por unidade de matéria, ergs/mol. A energia de um sistema é uma grandeza extensiva, isto é, que depende da extensão do sistema, portanto é oportuno expressá-la em outra grandeza proporcional à extensão do sistema.

Energia por unidade de massa:

$$T = E = F \cdot l$$

$$\frac{T}{m} = \frac{E}{m} = \frac{F \cdot l}{m}$$

Unidades mais comuns erg/g,

T = trabalho

E = energia

F = força

l = distância (deslocamento)

m = massa

Energia por unidade de peso

$$\frac{E}{\text{peso}} = \frac{E}{F} = \frac{F \cdot l}{F} = l$$

$$\text{peso} = \text{força} = F$$

Portanto possui dimensões de comprimento (carga hidráulica, ou coluna do líquido).

Unidades mais comuns: mm; cm e metro

d) Medição do Potencial da Água no Solo

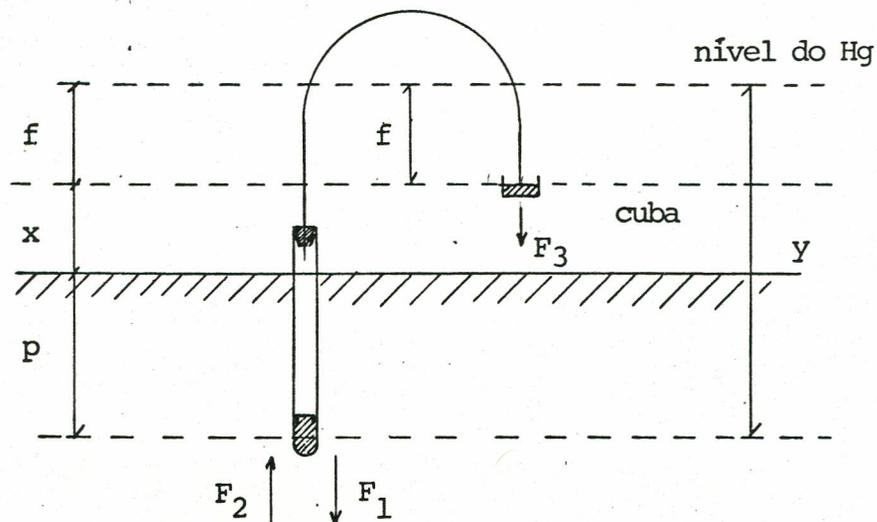
$$\Psi = \Psi_p + \Psi_s + \Psi_m + \Psi_g$$

O potencial de água no solo pode ser medido por determinados equipamentos que podem fornecer o potencial total ou alguns de seus componentes.

Tensiômetros

Consiste de uma cápsula porosa, de cerâmica ligada a um manômetro. O tensiômetro é instalado no solo e cheio com água. A água do tensiômetro entra em contato com a água do solo através dos poros de cápsula estabelecendo uma condição de equilíbrio no sistema.

O tensiômetro mede o potencial matricial do solo e sua determinação é feita com base nos seguintes princípios e equações:



f = leitura do manômetro (altura da coluna de mercúrio)

x = distância vertical do nível do mercúrio na cuba à superfície do solo

p = profundidade da cápsula no solo

$$y = f + x + p$$

Quando o equilíbrio é estabelecido tem-se:

$$F_1 - F_2 = F_3$$

$$m_1 g - m_2 g = - m_3 g$$

$$\rho_w v_1 g - \rho_w v_2 g = \rho_{Hg} v_3 g$$

$$\rho = m/v \quad \text{e} \quad m = \rho \cdot v$$

$$\rho_w v_1 g - \rho_w v_2 g = - 13,6 \rho_w v_3 g$$

Dividindo os termos da equação pela área unitária A , temos:

$$\frac{\rho_w v_1 g}{A} - \frac{\rho_w v_2 g}{A} = \frac{- 13,6 \rho_w v_3 g}{A}$$

$$\frac{v_1}{A} - \frac{v_2}{A} = - 13,6 \frac{v_3}{A}$$

$$h - y = - 13,6 f$$

$$h = y - 13,6 f$$

$$h = d + f + x - 13,6 f$$

$$h = d + x - 12,6 f$$

h corresponde ao potencial matricial ψ_m no solo, expresso como carga hidráulica.

Exemplo:

Um tensiômetro encontra-se instalado a 100 cm de profundidade, o nível do mercúrio na cuba está a 10 cm acima da superfície do solo, a leitura foi de 20 cm (coluna de mercúrio). Vamos calcular o potencial:

$$h = p + x - 12,6 f$$

$$p = 100 \text{ cm}$$

$$x = 10 \text{ cm}$$

$$f = 20 \text{ cm}$$

$$h = 100 + 10 + 12,6 (20)$$

$$h = 110 - 252$$

$$h = - 142 \text{ cm}$$

A determinação do potencial matricial utilizando tensiômetros limita-se a valores de 0 a -1 atmosfera e na prática o intervalo de uso do tensiômetro é de 0 a -0,8 atmosfera. Esta limitação se deve ao fato de que a medida do vácuo no tensiômetro é feita com relação à pressão atmosférica externa, como se sabe não é possível manter uma coluna macroscópica de água sob tensões maiores que 1 atmosfera. Por outro lado, quando a tensão atinge valores altos pode ocorrer entrada de ar no tensiômetro através dos poros das cápsulas, cuja pressão interna se igualará à pressão atmosférica e o instrumento deixará de funcionar. Entretanto esta faixa de 0 a -0,8 atmosfera cobre um intervalo razoável de umidade do solo, comumente encontrado em culturas irrigadas, em condições de campo. Pode ser de grande utilidade para controle de irrigação em hortaliças, em sistemas de irrigação por gotejamento, Pivot Central, etc.

Blocos de Resistência Elétrica

A condutividade elétrica de um sólido poroso depende da quantidade de água nele contida, portanto é possível relacionar a condutividade elétrica com o conteúdo de água. A condutividade elétrica é também uma função dos sais contidos nesse meio po

roso, bem como depende da forma e dimensões do bloco. A forma e as dimensões dos blocos devem ser padronizadas para minimizar esses efeitos. Devem ser tais que reduzam ao mínimo a quantidade de água que precisa sair ou entrar no bloco, reduzindo também o tempo necessário para se alcançar o equilíbrio. O bloco deve ser projetado de tal forma que as linhas de força elétrica permaneçam no seu interior, reduzindo desta forma a influência do contato solo-bloco na condutividade elétrica do bloco.

Os blocos de resistência elétrica são fabricados com diferentes tipos de materiais: gesso, nylon, fibra de vidro e uma combinação de gesso envolvendo nylon e fibra de vidro em volta dos eletrodos.

O princípio é o mesmo em todos os blocos, a diferença está nos detalhes de fabricação. A água é transferida entre o solo e o material poroso. A resistência entre os eletrodos depende da quantidade de água nas vizinhanças do material poroso, que por sua vez depende de:

- . afinidade relativa do solo e material poroso pela água;
- . quantidade de água presente;
- . a taxa de transferência de água de um material para outro;
- . a condutividade elétrica da água ou solução que está ao alcance da influência elétrica dos eletrodos.

Todos esses dispositivos são sensíveis à presença de sais no solo, mas os blocos de fibra são bem mais sensíveis que os de gesso. Nos blocos de gesso ocorre uma solução saturada de sulfato de cálcio. Quando o conteúdo de sal na solução do solo é menor que aquele do sulfato de cálcio, o efeito da salinidade da solução do solo é muito pequena na resistência elétrica do bloco.

A sensibilidade do bloco, em termos de variações nos valores da resistência elétrica, para pequenas variações do potencial matricial do solo depende da atração relativa do solo e do bloco poroso pela água nos vários conteúdos de água. Mesmo que se encontre um material que tenha exatamente a mesma atração pela água que o solo, em qualquer faixa de conteúdo de água, não

ocorrerá uma relação 1:1 na variação de resistência nos blocos. Isto porque o conteúdo de água e resistência não são linearmente relacionados para todos os valores de conteúdo de água. Por esta razão, os blocos de resistência elétrica de um determinado material são frequentemente insensíveis a um determinado intervalo de conteúdo de água.

Os solos têm diferentes curvas características de água, portanto, não é possível encontrar um bloco poroso que dê uma única relação conteúdo de água vs. resistência, para todos os solos. Entretanto, é possível obter-se uma única relação potencial matricial vs. resistência elétrica que seja aplicável a um grande número de tipos de solo. Isto é possível porque a resistência elétrica dos blocos depende do conteúdo de água em cada bloco que depende do potencial matricial do bloco, que por sua vez depende do potencial matricial do solo.

Os blocos de resistência elétrica podem ser calibrados para fornecer valores de conteúdo de água ou potencial matricial do solo.

Geralmente, os blocos apresentam mudanças nos valores de leituras com relação à calibração, com o uso.

Segue-se, a título de calibração de blocos de resistência elétrica, tipo e modelo da "soil moisture", determinada no laboratório de física de solo do CNPMS, Sete Lagoas, MG.

Nesta calibração obteve-se a relação entre o potencial matricial do bloco de gesso em equilíbrio com um Latossolo Vermelho escuro, argiloso e distrófico, fase cerrado e as leituras na escala de 0 a 100 do medidor digital da "soil moisture".

Psicrômetro

O potencial da água do solo pode ser determinado através de medidas psicrométricas. O potencial da água do solo é proporcional ao logaritmo natural da umidade relativa do ar do solo.

$$\Psi = nRT \ln \frac{e}{e_0}$$

onde:

n = número de moles

R = constante dos gases

T = temperatura em $^{\circ}k$

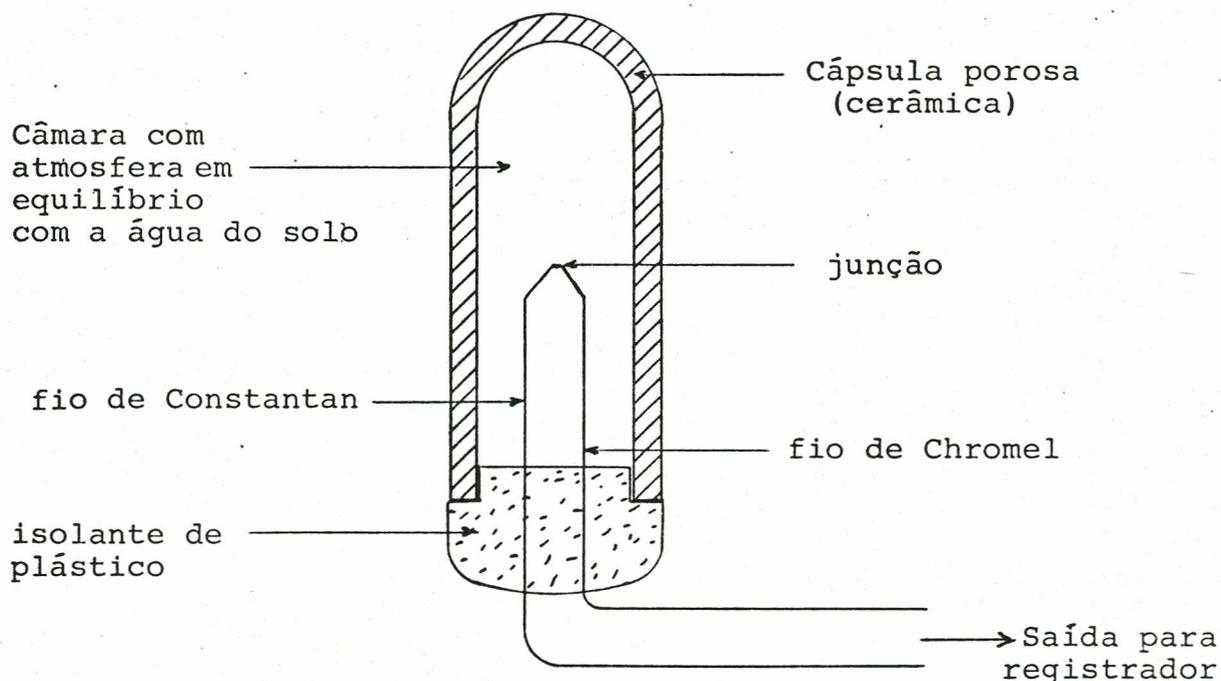
e = pressão de vapor d'água no ar

e_0 = pressão de vapor d'água no ar, em equilíbrio com o padrão

A determinação do potencial de água do solo através de sua umidade relativa é uma idéia antiga. A principal dificuldade é de caráter técnico.

A umidade relativa do ar em um solo saturado, a $20^{\circ}C$ é 100% e o seu potencial é zero. Para um solo com um potencial matricial de $-15,0$ atmosferas a umidade relativa é de 98,88% a $20^{\circ}C$. O intervalo de umidade relativa é muito pequeno para um grande intervalo de potencial matricial no solo.

O princípio de funcionamento do psicrômetro de solo é o mesmo que o do psicrômetro utilizado na medição da umidade relativa da atmosfera.



O potencial é determinado da seguinte forma:

A depressão psicrométrica $t - t_u$ é medida com um par termo-elétrico e a tensão de vapor calculada pela equação:

$$e = e_s - \lambda (t - t_u)$$

onde:

e = pressão atual do vapor da água no ar em mm de Hg

e_s = pressão de saturação à temperatura do termômetro úmido (t_u)
em mm Hg

t = temperatura do ar (bulbo seco), °C

t_u = temperatura do bulbo úmido, °C

λ = constante psicrométrica

($\approx 0,6$ mm Hg/°C para psicrômetros ventilados e $\approx 0,5$ mm Hg/°C para psicrômetros comuns)

Mede-se inicialmente, a temperatura de t do ar do solo com o par termo-elétrico do psicrômetro, ao mesmo tempo mede-se em outro de referência. Esta temperatura corresponde à temperatura do bulbo seco (t). Em seguida passa-se uma corrente através do mesmo par termo-elétrico, de intensidade e sentido apropriados, o par termo-elétrico se resfriará, pelo princípio Peltier. Este resfriamento, por um período de aproximadamente 10 segundos provocará a condensação de água do ar sobre o par. Ao cessar a corrente elétrica o par perde água por evaporação e passa a funcionar como bulbo úmido, quando então se mede t_u .

A umidade relativa do ar do solo é então calculada pelas equações:

$$e = e_s - \lambda (t - t_u)$$

$$e \quad uR = \frac{e}{e_s} \cdot 100$$

Para se determinar o potencial de água do solo pelo psicrômetro basta então aplicar a equação:

$$\Psi = nRT \ln \frac{e}{e_s}$$

$$e_o = e_s$$

onde: $n = m/M$

e $M = 18$ gramas/mol (água)

Portanto o potencial por unidade de massa será

$$\frac{\Psi}{m} = \frac{RT}{M} \cdot \ln \frac{e}{e_s}$$

O psicrômetro é mais utilizado em trabalhos de pesquisa e principalmente em condições de laboratório.

Extratores de placa porosa ou de membrana

Os extratores de placa porosa ou de membrana são utilizados no laboratório, para determinar o potencial matricial de amostras de solo deformadas ou não deformadas. Através destas de terminações são estabelecidas as curvas características de retenção de água do solo. Os princípios de funcionamento e a metodologia para se determinar o potencial de água do solo por esse processo serão discutidos em outro capítulo.

Funil de Büchner e Mesa de Tensão

Esses equipamentos permitem também a determinação do potencial matricial do solo em amostras deformadas ou não, em condições de laboratório. Geralmente são utilizados na faixa de potencial matricial de 0 a - 400 cm. Maiores detalhes serão vistos em outra sessão.