
Unidade Curricular Solos

Apontamentos sobre “A água do solo” (Capítulo 9)

Fernando G Monteiro

2019

Introdução

A água é o suporte de toda a vida na Terra e o principal constituinte dos organismos vivos. A capacidade do solo para regular a circulação da água que recebe via precipitação atmosférica ou rega, de reter parte dela e de a disponibilizar às plantas e aos outros organismos do solo é vital para a manutenção das funções essenciais dos ecossistemas terrestres. Enquanto constituinte do solo, a importância da água manifesta-se em praticamente todos os processos físicos, químicos e biológicos que nele ocorrem, desde os que explicam a consistência, a compressibilidade e outras propriedades mecânicas do solo, à meteorização das rochas, decomposição e transformação dos resíduos orgânicos e provisão de nutrientes essenciais às plantas. Ainda que no presente contexto se utilize quase sempre a expressão *água do solo*, convém ter em mente que esta contém sempre substâncias dissolvidas, razão pela qual também se lhe aplica com toda a propriedade a designação *solução do solo*. A composição e concentração desta solução afecta tanto os organismos vivos como o comportamento do solo, e é muito variável – enquanto em regiões húmidas a concentração da solução do solo é de escassos miligramas por litro, em regiões áridas pode alcançar várias dezenas de gramas por litro.

O papel fundamental que a água desempenha nos mais variados aspectos relacionados com a vida e a saúde do ecossistema global constituído pela Terra está ligado à manifestação de um conjunto de propriedades pouco vulgares comparativamente com as de outros líquidos comuns, como sejam elevadas temperaturas de fusão e de ebulição, baixo peso molecular, e elevados calor específico, viscosidade, permissividade eléctrica e tensão superficial. A razão desta especificidade da água é a elevada coesão que se desenvolve entre as suas moléculas, que se explica pela sua estrutura e interligação.

ESTRUTURA E PROPRIEDADES DA ÁGUA

A molécula da água é constituída por um átomo de oxigénio e dois átomos de hidrogénio ligados covalentemente, partilhando cada um dos átomos de hidrogénio o seu único electrão com o oxigénio. A molécula da água é assimétrica, estando os átomos de hidrogénio ligados ao oxigénio num arranjo em forma de V com um ângulo de $\cong 105^\circ$. Os

electrões partilhados têm tendência para estar mais próximos do oxigénio do que dos hidrogénios, pelo que as cargas não estão uniformemente distribuídas. Por essa razão a molécula da água apresenta marcada polaridade, tendendo o lado em que se encontram os átomos de hidrogénio a ser electropositivo e o lado oposto a ser electronegativo.

A polaridade da molécula da água é responsável por muitas propriedades que determinam que a água desempenhe funções únicas no solo. Devido à sua polaridade, as moléculas de água interagem entre si, estando cada molécula ligada a outras duas moléculas vizinhas através de ligações intermoleculares de hidrogénio. Apesar destas ligações não serem tão fortes quanto as ligações intramoleculares entre o hidrogénio e o oxigénio, a água pode ser considerada como um polímero de moléculas ligadas por pontes de hidrogénio. A polaridade das moléculas da água explica também a atracção que se verifica entre elas e iões ou superfícies coloidais. Com efeito, catiões como o H^+ , o Na^+ , o K^+ ou o Ca^{2+} hidratam-se ao atraírem o oxigénio (negativo) de uma das extremidades das moléculas da água, as quais são também atraídas pelas cargas de superfície negativas e/ou positivas das partículas de argila; é também a polaridade das moléculas de água que promove a dissolução de sais no seu seio.

Forças de Coesão e Adesão (Adsorção)

As ligações de hidrogénio entre as moléculas de água são a causa das duas forças fundamentais que explicam, entre outros fenómenos, a retenção e o movimento da água no solo: **i)** a atracção entre moléculas de água (coesão) e **ii)** a atracção entre as moléculas de água e as superfícies sólidas (adesão ou adsorção). A adesão (adsorção) explica a firme retenção de moléculas de água pelas superfícies dos sólidos do solo. Por seu turno, a coesão entre as moléculas de água adsorvidas e outras moléculas mais distantes das superfícies sólidas permitem que as partículas sólidas do solo retenham água (Figura 1). A atracção entre as cargas de superfície dos sólidos do solo e as moléculas de água pode, aliás, imprimir aos dipolos uma orientação, ditada pelo sinal das cargas superficiais, que confere à água adsorvida propriedades bem diferentes das da água “livre”, as quais ajudam a explicar, por

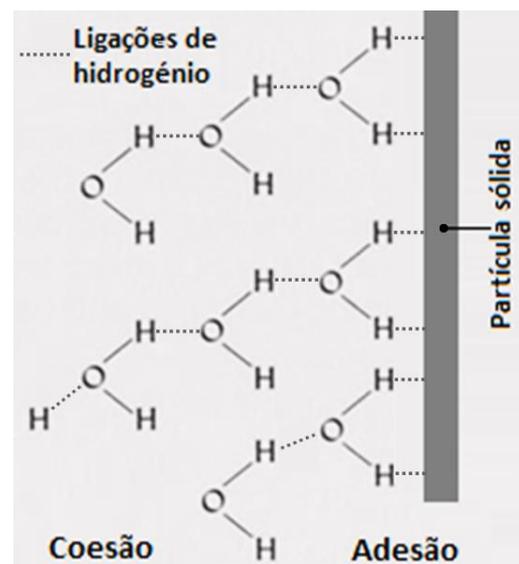


Figura 1 - Forças de coesão (entre moléculas de água) e de adesão (entre a água e superfícies sólidas) num sistema solo-água. (Adap. de Brady & Weil, 2008)

exemplo, a plasticidade dos constituintes da fracção argila.

Tensão superficial

A tensão superficial é uma importante propriedade da água que influencia o seu comportamento no solo, por via do papel que desempenha no fenómeno da capilaridade. Este fenómeno ocorre tipicamente (mas não só) na interface entre um líquido e um gás, como a água e o ar, e resulta do facto de as moléculas de água se atraírem entre si com mais força (coesão) do que o fazem relativamente às moléculas do ar (Figura 2). Deste modo, a tensão superficial leva a que o líquido se comporte como se a sua superfície

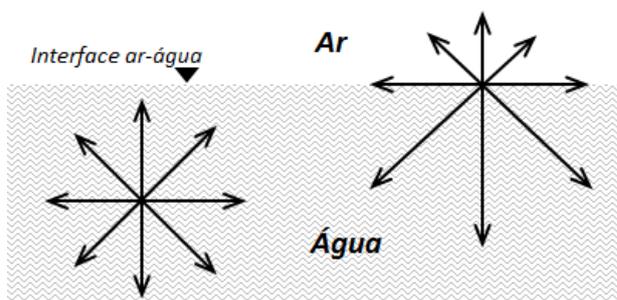


Figura 2 – Forças coesivas actuantes em moléculas situadas no interior do líquido e à superfície deste (a extensão das setas é sugestiva da intensidade das forças que actuam sobre moléculas de água situadas nas posições referidas).

estivesse coberta por uma membrana elástica. De facto, uma molécula situada no seio de um líquido é atraída uniformemente em todas as direcções pelas forças de coesão, enquanto uma situada à superfície é atraída para a fase líquida com uma força superior à que é exercida sobre ela pela fase gasosa (que é bastante menos densa do que a fase líquida). Este desequilíbrio de forças determina que as moléculas

superficiais do líquido sejam “puxadas” para o interior deste, levando a que a superfície tenha tendência para se contrair e a interface água-ar tenda a ter a menor área possível.

Se se colocar uma gota de água sobre uma superfície sólida seca, a água deslocará o ar que cobre a superfície e espalhar-se-á numa determinada extensão sobre a referida superfície. Quando cessar o alastramento da água e o bordo da gota ficar em repouso, formar-se-á um ângulo característico entre o bordo da gota a superfície sólida (*ângulo de contacto* α , Figura 3). O ângulo de contacto α será agudo ($< 90^\circ$) se a afinidade entre a água e a superfície sólida (adesão) for superior à afinidade entre as moléculas da água (coesão) e à afinidade entre a fase gasosa (o ar) e a superfície sólida. Em tal caso diz-se que a água “molha” o sólido e que este é *hidrofílico* (Figura 3, A e B). Um ângulo de contacto de 0° (que se verificaria se a gota de água se espalhasse completamente sobre o sólido, formando uma superfície plana sobre este) significaria que a molhabilidade do sólido pela água seria absoluta, e um ângulo de contacto de 180° implicaria a absoluta repelência da superfície sólida para a água, caso em que a gota manteria uma forma esférica e não se espalharia sobre a superfície (Figura 3, C). As superfícies com as quais a água forma um ângulo de contacto obtuso ($> 90^\circ$) dizem-se repelentes para a água ou *hidrofóbicas*.

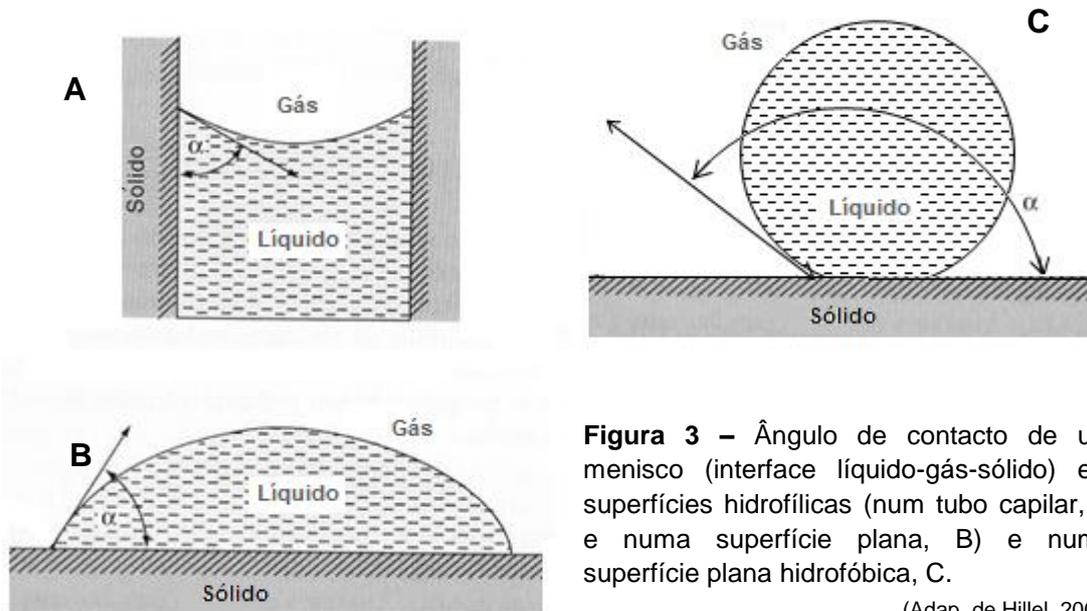


Figura 3 – Ângulo de contacto de um menisco (interface líquido-gás-sólido) em superfícies hidrofílicas (num tubo capilar, A e numa superfície plana, B) e numa superfície plana hidrofóbica, C.

(Adap. de Hillel, 2004)

Capilaridade

A ascensão da água num tubo capilar tipifica o fenómeno da capilaridade, o qual resulta da actuação das duas forças atrás referidas: **i)** a atracção da água pelas superfícies sólidas (adesão ou adsorção) e **ii)** a tensão superficial da água, devida fundamentalmente à atracção entre as respectivas moléculas (coesão).

Em consequência da referida adesão, as moléculas de água aderem à parede do tubo e sobem ao longo da mesma, formando-se uma superfície encurvada (i. e., um menisco) na interface entre esta e o ar. Paralelamente, devido à coesão entre as moléculas de água, desenvolve-se uma tensão superficial que determina que aquela interface tenha tendência para apresentar a menor área possível (que, no caso, corresponderia à de uma superfície plana e não de uma côncava). Deste modo, tal como representado na Figura 4, a pressão sob o menisco (P_1) é menor do que a pressão atmosférica (P_0) que se faz sentir na parte superior do mesmo, pelo que a água é puxada para cima, subindo no interior do tubo. Este processo continua até que a magnitude da pressão hidrostática exercida pela coluna água de altura h (ou do peso dessa coluna) seja igual à da tensão superficial que se desenvolve na interface água-ar.

A altura a que a água ascende num tubo capilar é inversamente proporcional ao raio do tubo e à densidade do líquido, e é directamente proporcional à tensão superficial do líquido e à atracção (adesão) entre este e a superfície sólida, isto é,

$$h = \frac{2\tau \cos \alpha}{\rho g r},$$

em que h é a altura atingida pela água, τ é a tensão superficial da água, α é o ângulo de

contacto, ρ é a massa volúmica da água, g é a aceleração da gravidade e r é o raio da secção transversal do tubo capilar.

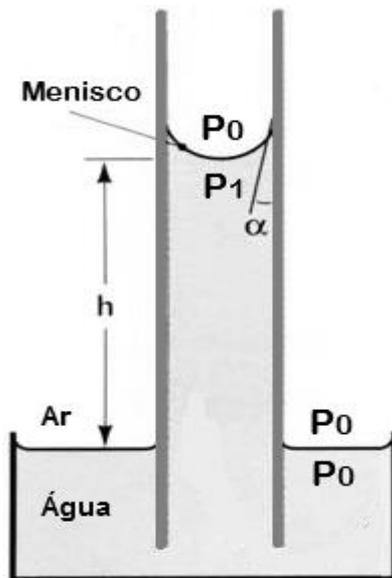


Figura 4 – Ascensão da água num tubo capilar. A interface água - ar (menisco) é curva, devido às forças de adesão e coesão. A ascensão capilar ocorre porque a pressão abaixo do menisco (P_1) é menor que a pressão na água livre (pressão atmosférica, P_0).

A atracção entre água e a superfície das partículas do solo é normalmente tão forte que o ângulo de contacto é muito próximo de zero, de modo que $\cos \alpha \cong 1$. Por sua vez, τ e ρ são constantes para uma dada temperatura e a aceleração da gravidade g é constante para um determinado lugar, podendo, por isso, ser combinados numa única constante. Assim, de modo simplificado, a equação da capilaridade para água a 20 °C pode ser expressa por:

$$h \cong 15/r,$$

com h (altura da ascensão capilar) e r (raio do tubo) expressos em metros e em micrometros, respectivamente.

9.1. Retenção de água pelo solo

A quantidade de água que o solo contém e o estado energético da mesma influenciam decisivamente as propriedades e o comportamento do solo, bem como o desenvolvimento das plantas e dos organismos que nele têm o seu *habitat*.

A quantidade de água presente na unidade de massa ou de volume de solo exprime o *teor de água* (ou de *humidade*) do solo, que se define como a quantidade de água que este pode perder por evaporação numa estufa a 105 °C até atingir massa constante (9.1.1).

A água do solo está sujeita à acção de forças de natureza e intensidade variáveis, caracterizando-se, por isso, por possuir uma determinada quantidade de energia, que se manifesta essencialmente na forma de energia potencial (9.1.2). O teor de água do solo e a energia a ela associada relacionam-se funcionalmente pela designada *curva característica da água do solo* (9.1.3). Esta relação é dinâmica e muito complexa, pois tanto o teor como a energia da água do solo apresentam variações espaciais e temporais acentuadas e são sensíveis a modificações do volume e da configuração do espaço poroso do solo.

O teor de água mais elevado que o solo pode apresentar corresponde à sua saturação, condição que é definida pelo preenchimento com água da totalidade do espaço poroso do solo. Em condições naturais esta condição raramente é atingida, pois a actividade microbiana, a oclusão de ar em poros de difícil acesso, ou variações da solubilidade do ar na água do solo determinam que este contenha sempre alguma quantidade de ar. Por outro lado, o teor de humidade mais baixo que o solo pode apresentar em condições naturais é o que corresponde à condição de solo seco ao ar; esse teor varia de caso para caso em função das condições do meio (designadamente da humidade relativa da atmosfera) e da higroscopicidade dos constituintes do solo.

9.1.1. Teor do solo em água

FORMAS DE EXPRESSÃO

O teor de água do solo exprime-se correntemente por três formas: *ponderal*, *volumétrica* e em termos de uma *altura de água*.

a. Expressão ponderal (Θ_p)

É a forma mais elementar de exprimir o teor do solo em água, e decorre directamente da sua determinação através da avaliação da massa de uma amostra antes e depois da secagem da mesma em estufa:

$$\Theta_p = \frac{M_{ag}}{M_s},$$

em que:

M_{ag} – massa de água perdida por secagem em estufa a 105 ± 3 °C;

M_s – massa de solo seco em estufa a 105 ± 3 °C.

As unidades em que assim se exprime o teor de água do solo são as de uma massa (de água) por unidade de massa (de solo): p.e., g g⁻¹.

A determinação faz-se preferencialmente em amostras de solo não crivado. Todavia, se a determinação incidir apenas sobre a fracção fina e o solo contiver quantidade apreciável de constituintes grosseiros, impõe-se fazer a sua correcção antes de utilizar tal valor em qualquer cálculo que interesse à totalidade da massa do solo, porquanto a fracção grosseira não contribui significativamente para a retenção de água no mesmo.

Sendo Θ_{pt} e Θ_{pf} , respectivamente, o teor de humidade do solo total e da fracção fina e St , Ff e Fg as percentagens de solo total, da fracção fina e da fracção grosseira, respectivamente, e tendo ainda em conta que $St = Ff + Fg$ e que, considerando $St = 100$, $Ff = 100 - Fg$:

$$\Theta_{pt} = \Theta_{pf} \times \frac{Ff}{St} = \Theta_{pf} \times \frac{100 - Fg}{100}$$

b. Expressão volumétrica (Θ_v)

Definindo-se Θ_v como o volume de água (V_{ag}) contido na unidade de volume de solo (V_s), o teor volumétrico da água do solo pode derivar-se da expressão do teor ponderal por simples conversão das massas de água e de solo em volume, através dos valores da massa volúmica da água ($\rho_{ag} \cong 1 \text{ g cm}^{-3}$) e da massa volúmica aparente do solo (M_{vap}):

$$\Theta_v = \frac{V_{ag}}{V_s} = \frac{\frac{M_{ag}}{\rho_{ag}}}{\frac{M_s}{M_{vap}}} = \frac{M_{ag}}{M_s} \times \frac{M_{vap}}{1} = \Theta_p \times M_{vap}.$$

Como é óbvio, as unidades correspondentes a esta forma de exprimir o teor de água do solo são as de um volume (de água) por unidade de volume (de solo): p.e., cm³ cm⁻³.

c. Expressão em termos de uma altura de água (Θ_h)

É uma forma de expressão comparável à utilizada para exprimir a quantidade de precipitação ou a evapotranspiração, e representa a altura que a água contida em determinada espessura de solo atingiria se considerada em camada contínua e separada do resto do solo. As unidades em que se representa são, portanto, as de uma determinada *altura de água* pela *espessura de solo* considerada (mm m⁻¹, mm cm⁻¹, etc.).

Esta forma de expressão do teor de água do solo obtém-se facilmente a partir do teor volumétrico de água, bastando para tal linearizar as unidades em que este último estiver expresso. Com efeito, numa coluna de solo de secção unitária em que se considere a água acumulada numa camada contínua, a relação entre os volumes ocupados pela água e pelo solo é numericamente igual à relação entre as respectivas alturas: p.e., se $\Theta_v = 0,2 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $\Theta_h = 0,2 \text{ cm cm}^{-1}$ (o mesmo que 2 mm cm^{-1} e que 200 mm m^{-1}).

MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DO TEOR DE ÁGUA DO SOLO

Existem variadíssimos métodos de determinação do teor de água do solo, tanto *directos* como *indirectos*.

O método tradicional de medição directa do teor de água do solo, usualmente considerado como padrão, é o *método gravimétrico*. Este envolve a recolha de um número adequado de amostras de solo e a determinação, em laboratório, das respectivas massas antes e depois de as secar numa estufa à temperatura convencionada de 105 ± 3 °C até atingirem massa constante. Os resultados são expressos em relação à unidade de massa de solo seco em estufa (g g^{-1} , p.e.) e, se necessário, convertidos em qualquer das outras formas de expressão atrás referidas.

O método é arbitrário, porquanto à temperatura de secagem convencionada solos de textura muito fina podem ainda conter uma apreciável quantidade de água, além de que alguns constituintes orgânicos do solo poderão ter perdido peso por oxidação e decomposição e não exclusivamente por evaporação da água. Por outro lado, a necessidade de colher, transportar e manipular amostras torna o método gravimétrico bastante laborioso e sujeito a erros.

Além disso, a utilização deste método nem sempre é possível, particularmente se forem necessárias amostragens periódicas. É o caso de ensaios de campo experimentais, cujos resultados podem ser falseados pelo carácter invasivo e destrutivo da intensa amostragem necessária.

Em tais situações impõe-se a utilização de métodos *indirectos*, assim designados porque, em vez de medirem o teor de humidade do solo, medem parâmetros relacionados com características cuja expressão no solo depende do teor de humidade deste. Depois de instalados e devidamente calibrados, os métodos indirectos não implicam grande distúrbio do solo e permitem a medição continuada e no mesmo local do teor de água do solo. Os métodos indirectos mais comumente utilizados estão sumariamente referidos no Quadro 1.

Quadro 1 - Métodos indirectos mais comuns de medição do teor de água do solo: caracterização sumária e gama dos estados energéticos da água a que se aplicam

Método e gama de utilização	O que se mede	Fundamento sumário
Resistividade eléctrica (- 90 a < - 1500 kPa com blocos de gesso; -10 a ≈ - 600 kPa com sensores de matriz granular)	Resistividade eléctrica de um meio poroso inserido no solo – uma célula constituída, e.g., por um bloco de gesso, ou material de matriz granular, em que estão embebidos dois eléctrodos.	A resistividade eléctrica medida numa célula porosa em contacto com o solo é proporcional ao teor de água da mesma. Este teor relaciona-se com o <i>potencial da água</i> do solo que envolve a célula, pois o equilíbrio entre esta e o solo é alcançado quando ambos (célula e solo) exercerem a mesma força de atracção sobre a água (condição em que cada um deles terá diferente teor de água).
Termalização de neutrões: Sondas de neutrões (0 a < - 1 500 kPa)	Número de neutrões (lentos) cuja velocidade é atenuada após emissão no interior do solo de neutrões de elevada energia (rápidos).	A velocidade de neutrões rápidos emitidos no solo por uma fonte radioactiva é atenuada pela sua colisão (principalmente) com núcleos de hidrogénio, pelo que a quantidade de neutrões lentos medidos é proporcional ao <i>teor volumétrico</i> da água do solo.
Tensiometria (0 a - 80 kPa)	Energia potencial (componentes matricial e gravitacional) da água do solo.	A água que preenche um tubo hermético em contacto com o solo através de um bolbo poroso (pelo qual a água pode passar do tubo para o solo e vice-versa), tende a ficar em equilíbrio com a solução do solo, isto é, com a mesma energia potencial que a água retida pelo solo. O vácuo (sucção) criado no interior do tubo é equivalente à <i>energia potencial</i> da água do solo.
Métodos dieléctricos		
Reflectometria em domínio de tempo (TDR, <i>Time Domain Reflectometry</i>) (0 a < - 10 000 kPa)	Tempo de percurso, em ambos os sentidos, de um impulso electromagnético ao longo de condutores metálicos (eléctrodos) embebidos no solo.	O tempo de percurso do sinal electromagnético ao longo dos eléctrodos é afectado pela permissividade eléctrica (ϵ_r) do solo em seu redor, a qual depende principalmente do <i>teor volumétrico</i> da água do solo ($\epsilon_r \text{ água} \approx 80$; $\epsilon_r \text{ solo} = 2-4$; $\epsilon_r \text{ ar} = 1$).
Reflectometria em domínio de frequência (FDR) (0 a < - 1 500 kPa)	Frequência de um circuito formado por um oscilador ligado a um condensador cujo dieléctrico é o solo em que o circuito foi introduzido.	A capacitância ou o tempo de carga de um circuito oscilador-condensador cuja frequência é mantida sob controlo dependem da permissividade eléctrica do solo à sua volta, a qual, como acima se refere, é função do respectivo <i>teor volumétrico</i> de água.
Capacitância (0 a < - 1 500 kPa)	Tempo de carga de um condensador integrado num circuito análogo ao acima descrito.	
Outros métodos (detecção remota)		
Georadar (radar de penetração no solo, GPR)		A energia electromagnética de baixa frequência emitida por uma antena é reflectida pelo solo com uma intensidade que depende maioritariamente da constante dieléctrica do mesmo e, portanto, se relaciona com o seu <i>teor volumétrico</i> de água.
Microondas		Os sensores utilizados não entram em contacto directo com o solo e quando montados em aeronaves ou satélites são particularmente adequados à monitorização de grandes áreas.

9.1.2. Estado energético da água do solo

POTENCIAL DA ÁGUA DO SOLO

A água do solo está sujeita à acção de forças de natureza e intensidade variáveis, adquirindo, portanto, diferentes quantidades e formas de energia. Como qualquer outro corpo natural, esta energia assume duas formas – a cinética e a potencial. Em virtude de a velocidade de deslocamento da água no solo ser muito baixa (habitualmente inferior a $0,1 \text{ mm h}^{-1}$), a sua energia cinética (que é proporcional ao quadrado da velocidade) é tão reduzida que, na prática, pode ser ignorada. Assim, quase toda a *energia presente na água do solo é energia potencial* (ou seja, energia “acumulada” na água em resultado do trabalho realizado pelas forças que sobre ela actuam), que é, no essencial, aquela que determina a condição energética da água do solo. São as diferenças entre a energia potencial da água existente em distintos locais do solo que determinam a direcção do respectivo movimento, a quantidade de trabalho disponível para causar esse movimento, ou a quantidade de trabalho exterior que é necessário realizar para causar movimento ou remover água do solo.

A quantificação da energia potencial da água do solo é fundamental para a compreensão do seu comportamento, nomeadamente da sua disponibilidade e da direcção do seu movimento. A medição do valor absoluto dessa energia é particularmente difícil. Todavia, tal também não é necessário porque o comportamento da água situada em distintos locais do solo é determinado pelo nível relativo de energia que lhe está associada e não pelo seu valor absoluto. Essa energia, reportada à unidade de massa ou de volume de água, define-se como o potencial da água do solo, o qual exprime a energia potencial específica da água do solo por comparação com um estado de referência. Em geral considera-se que o estado padrão é um hipotético reservatório de água pura e no estado livre (i. e., isenta de solutos e não sujeita a outras forças além da gravidade), à pressão atmosférica normal, à temperatura da água do solo e a uma dada e constante elevação. Convencionalmente, o valor da energia potencial da água neste estado é 0 (zero).

Assim, por exemplo, abaixo de uma toalha freática o solo encontra-se saturado e a água está sujeita a uma determinada pressão hidrostática, que é superior à pressão atmosférica; por conseguinte, o seu potencial é superior ao do estado padrão e assume um valor positivo. Pelo contrário, em solo insaturado, a água é atraída pelo solo, ficando sujeita a uma pressão inferior à atmosférica, pelo que o seu potencial é negativo e, como tal, inferior ao do estado padrão. Nesta condição, o solo é ainda capaz de reter mais água, i.e., as forças responsáveis pela absorção de água podem ainda realizar trabalho de absorção; se tal suceder, esse trabalho dará origem à acumulação de mais energia potencial na água do solo, a qual, no limite, atingirá o valor

correspondente ao estado de referência quando o solo chegar à saturação.

Entre as forças que no solo actuam sobre a água destacam-se:

- a) as forças de atracção (adesão) exercidas pela superfície dos constituintes do solo;
- b) as forças de tensão superficial que se desenvolvem nas interfaces água-ar;
- c) o peso da própria água sobre a situada inferiormente;
- d) a força da gravidade;
- e) a força de atracção exercida pelos iões presentes na água sobre as moléculas desta.

A cada uma destas forças pode ser associado um potencial, necessariamente parcial. O somatório destes potenciais parciais – e dos resultantes da actuação de outras forças que porventura importe considerar – define o *potencial total da água do solo* (Ψ_t):

$$\Psi_t = \underbrace{\Psi_m + \Psi_h + \Psi_g + \Psi_o + \dots}_{\Psi_p},$$

em que Ψ_m é o *potencial matricial*, Ψ_h o *potencial hidrostático*, Ψ_g o *potencial gravitacional* e Ψ_o o *potencial osmótico*.

Potencial matricial, ou mátrico, Ψ_m :

Está associado à actuação das forças de atracção exercidas pela superfície dos constituintes do solo referidas na alínea a) do penúltimo parágrafo, bem como às de tensão superficial, referidas na alínea b) do mesmo parágrafo, que são responsáveis pelos fenómenos de capilaridade (Figura 5). A acção destas forças é de difícil se não impossível individualização e, como ambas se devem à interacção entre a água e a matriz do solo, Ψ_m refere-se ao seu efeito conjunto. São forças que “atraem” a água para o solo, reduzindo a sua energia potencial por comparação com a água no estado

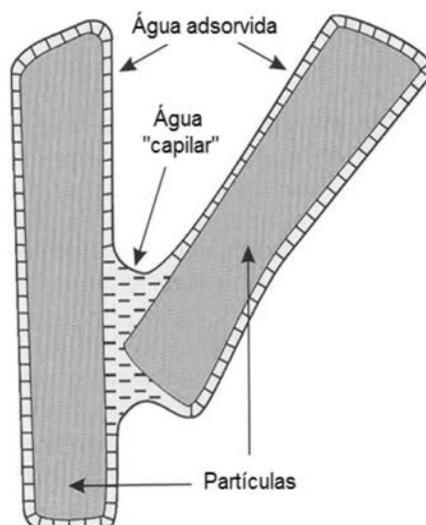


Figura 5 – A água em solo insaturado sujeita a capilaridade e adsorção. (Origem: Hillel, 2004)

livre, isto é, geram uma pressão sub-atmosférica (negativa), pelo que se pode igualmente falar de uma *tensão* ou *sucção*. O valor do potencial matricial é negativo (quando o solo está insaturado), ou igual ao do estado de referência (zero) quando o solo está saturado.

Potencial hidrostático, Ψ_h (também designado *potencial de submersão*):

Associa-se às forças referidas acima, em c), e assume sempre valores positivos ou nulos (pressão superior ou igual à atmosférica). É considerado apenas quando o solo se encontra saturado e a sua água está sujeita à acção do peso das camadas de água sobrejacentes ao ponto em consideração, isto é, quando este está submerso.

[Ψ_m e Ψ_h podem ser considerados em conjunto, definindo-se, assim, um *potencial de pressão* (Ψ_p), ao qual corresponde uma escala contínua de valores – positivos, nulos ou negativos, consoante o caso (Figura 6)].

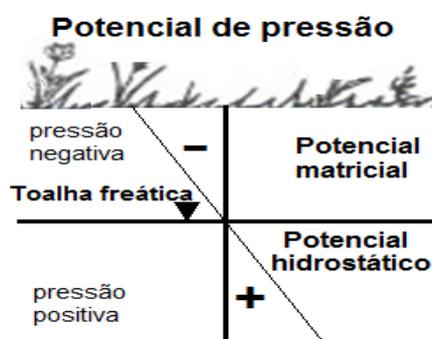


Figura 6 – Componentes do potencial de pressão (a pressão é negativa acima do lençol freático, onde o solo se encontra insaturado, e positiva abaixo do referido lençol, isto é, em solo saturado de água).

Potencial gravitacional, Ψ_g :

Resulta da acção da gravidade sobre a água presente no solo, como acima referido (d). O potencial gravitacional toma valores positivos ou negativos consoante a localização escolhida para o referencial (plano horizontal para o qual $\Psi_g = 0$). É usual escolher-se uma localização que permita que Ψ_g seja sempre positivo ou nulo – por exemplo, posicionando o referencial abaixo da zona de estudo, na base do pédone em análise, ou no limite da toalha freática, caso esta exista.

Potencial osmótico, Ψ_o :

Advém da atracção das moléculas de água pelas espécies iónicas em solução, como mencionado em e). Os iões presentes na água provocam a redução da energia potencial desta, e interferem na sua transferência através das membranas celulares (efeito osmótico), ou nos processos que envolvem difusão de vapor (visto que baixam a pressão de vapor da água). Na maior parte das situações a solução do solo é muito diluída e Ψ_o pode ser ignorado, tanto mais que não afecta significativamente o movimento da água no estado líquido.

A Figura 7 ilustra a relação entre a energia da água no solo correspondente aos potenciais parciais acima referidos e o potencial da água pura no estado de referência.

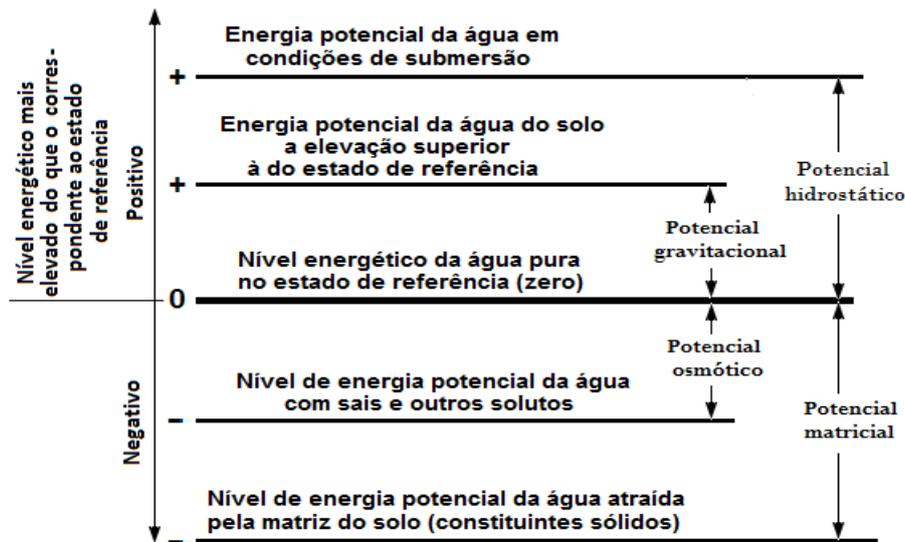


Figura 7 - Relação entre a energia da água no solo e o potencial da água pura no estado de referência. (Adapt. de Brady & Weil, 2008)

EXPRESSÃO QUANTITATIVA DO POTENCIAL DA ÁGUA DO SOLO

O potencial da água do solo pode ser expresso sob três formas principais: *energia por unidade de massa*, *energia por unidade de volume* e em termos de uma *altura de água*.

a. Energia por unidade de massa

É a expressão fundamental do potencial: no Sistema Internacional (SI) a unidade correspondente é o Joule (Newton metro) por quilograma (**J kg⁻¹**).

b. Energia por unidade de volume

A expressão do potencial nestes termos (J m^{-3} no SI) é dimensionalmente equivalente a uma pressão:

$$\text{J m}^{-3} = \text{N m m}^{-3} = \text{N m}^{-2}, \text{ que corresponde a um Pascal (Pa).}$$

Outras unidades de pressão são comumente utilizadas: bares, atmosferas, kg m^{-2} , etc.. Este é um modo de expressão particularmente conveniente para exprimir o potencial de pressão ($\Psi_m + \Psi_h$) e o potencial osmótico.

c. Altura de água

Uma vez que a expressão do potencial da água do solo em termos de energia por unidade de volume pode ser feita em unidades de pressão, torna-se fácil exprimi-lo igualmente em termos de uma *carga hidráulica*, ou de uma *altura equivalente de água*, a qual é a altura de uma coluna de água (H) que exerce uma pressão equivalente à pressão

dada. Por exemplo, a pressão de 1 atm é equivalente à pressão exercida por uma coluna de água com 10,33 m de altura.

É comum o potencial da água do solo (quer o total, quer as suas parcelas) ser referido nestes termos, uma vez que se trata da mais simples das formas de expressão referidas. Deste modo, “ $H_t = H_p + H_g$ ” é uma expressão equivalente a “ $\Psi_t = \Psi_p + \Psi_g$ ”.

As unidades mais comumente utilizadas para exprimir desta forma o potencial da água do solo são o metro (m) e o centímetro (cm). O grande afastamento dos limites de variação da altura da coluna de água equivalente ao potencial que por vezes interessa representar, levou a que se tornasse relativamente comum representar a altura da coluna de água não em cm, mas pelo logaritmo decimal da altura assim expressa, que Schofield designou por pF .

O pF é, portanto, o logaritmo decimal da altura em centímetros da coluna de água que exerce uma pressão correspondente a um determinado potencial da água do solo.

Assim, $pF 2$ corresponde à pressão exercida por uma coluna de água com 100 cm de altura ($\log_{10} 100 = 2$), ou seja, a um potencial de -100 cm de água, (que equivale aproximadamente a -10 kPa, $-0,1$ bares, ou $-0,1$ atmosferas), ou a uma tensão de 100 cm de água ($\cong 10$ kPa, $\cong 0,1$ bares, $\cong 0,1$ atmosferas).

A tabela abaixo apresenta a correspondência aproximada entre as formas mais frequentemente utilizadas para exprimir diversos níveis do potencial (ou da tensão) da água do solo com particular interesse.

Níveis de energia da água do solo (valores aproximados)							
Potencial da água do solo				Tensão da água do solo			
kPa	Bares	Atm	cm H ₂ O	Bares	Atm	cm H ₂ O	pF
-1	-0,0	-0,01	-10	0,01	0,01	10	1
-10	-0,1	-0,1	-100	0,1	0,1	100	2
-33	-0,3	-1/3	-344	0,33	1/3	344	2,54
-100	-1	-1	-1 033	1	1	1 033	3,0
-1 500	-15	-15	-15 500	15	15	15 500	4,2

9.1.3. Caracterização das relações solo-água

CURVAS CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA DO SOLO

A energia com que o solo retém água na sequência da aplicação de uma determinada força de extracção é equivalente ao valor desta força. Aplicando forças de extracção progressivamente mais fortes e determinando o teor de água retido contra

cada uma delas, pode obter-se a *curva característica da tensão de humidade* (ou curva característica da água) de um dado solo em fase de dessecação. Tal curva exprime a variação da tensão de humidade (ou seja, do potencial da água do solo) com o teor de humidade do solo a que diga respeito.

A aplicação de forças de extracção crescentes determina o esvaziamento progressivo dos poros. De acordo com os princípios da capilaridade, o aumento gradual da pressão extractiva determina o esvaziamento de poros cada vez mais finos, até que, para valores muito elevados daquela pressão, apenas os poros muito finos retêm ainda água. Da mesma forma, as películas de água adsorvida à superfície das partículas tornam-se sucessivamente mais delgadas à medida que a força extractiva aumenta. A quantidade de água que fica no solo quando o equilíbrio é atingido é função do volume e da dimensão dos poros que nesse momento ainda contenham água e da quantidade de água adsorvida na superfície das partículas do solo, ou seja, é função da “sucção” gerada pela matriz do solo (Figura 8). A quantidade de água retida a baixos valores de sucção matricial (p.e., até 100 kPa) depende essencialmente das forças de tensão superficial e, portanto, da distribuição dimensional dos poros, pelo que é fortemente afectada pela agregação do solo. Para valores de tensão sucessivamente mais elevados a retenção da água depende cada vez mais dos processos de adsorção superficial, sendo por isso muito mais afectada pela textura do solo e pela superfície específica dos seus constituintes do que pela agregação. Assim, de uma forma geral, o teor de água cor-

respondente a um determinado potencial aumenta com o teor de argila do solo. A curva característica da água do solo tende também a apresentar um declive tanto mais gradual quanto maior for o teor de argila (Figura 8). De facto, como a maior parte dos poros dum solo de textura grosseira

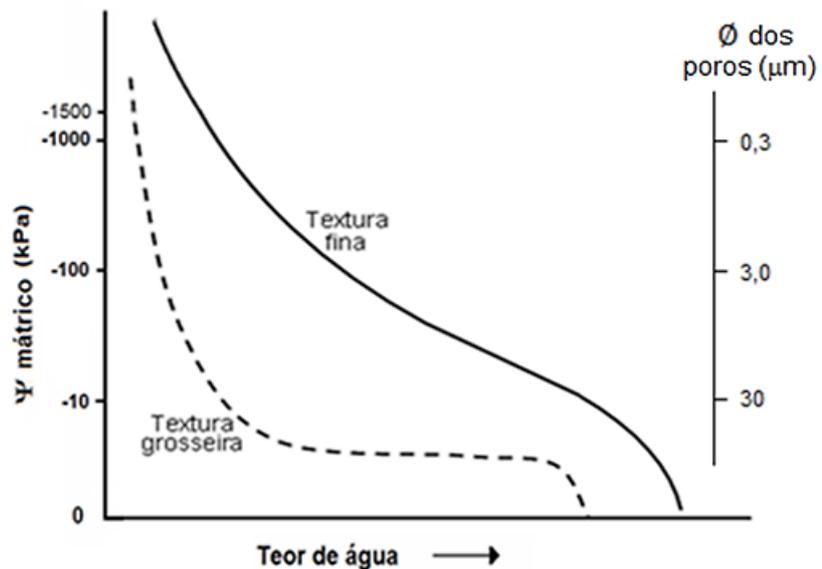


Figura 8 – Curvas de tensão de humidade e sua dependência da textura do solo. (Adap. de Hillel, 2004)

são relativamente grandes, uma vez esvaziados (o que sucede para forças de extracção relativamente baixas), a quantidade de água que fica no solo é muito

pequena; pelo contrário, num solo de textura fina a cedência de água é mais gradual, uma vez que grande parte dela se encontra adsorvida.

A influência da distribuição dimensional dos poros sobre a forma das curvas características da água do solo está igualmente patente nas curvas referentes a solos compactados (Figura 9). Quando comparadas com as respeitantes a solos agregados (não compactados) de idêntica

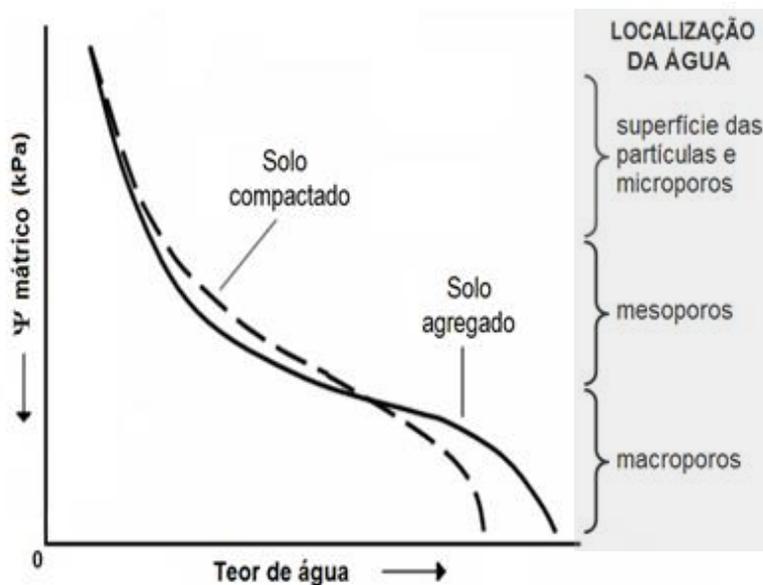


Figura 9 – Influência da compactação nas curvas características da água do solo. (Adap. de Hillel, 2004)

de idêntica textura, as curvas daqueles reflectem não só uma redução do volume total do espaço poroso (e por isso retêm menos água), como também uma diminuição mais ou menos acentuada da macroporosidade e um aumento da mesoporosidade, resultante da redução de volume dos macroporos por acção da compactação do solo.

HISTERESE

A relação entre o teor de água e a energia potencial determinada por dessecação num dado solo é algo diferente da que se obtém por humedecimento do mesmo solo. Este fenómeno, conhecido por *histerese* (Figura 10, A), é devido a diversos factores, entre os quais a grande heterogeneidade dos poros do solo, a qual dá origem a um fenómeno comumente designado por *efeito de gargalo de garrafa*. Com efeito, quando poros de grande dimensão

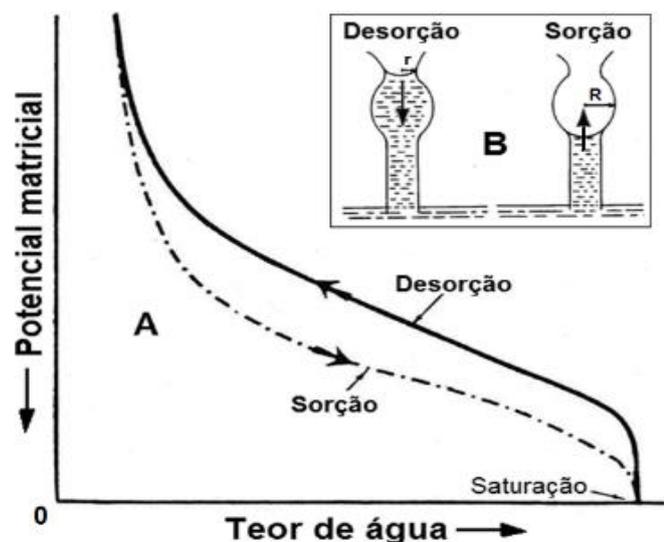


Figura 10 – Relação entre o teor do solo em água e o potencial matricial em dessecação e em humedecimento (histerese) (Adap. de Hillel, 2004)

se encontram rodeados por outros mais pequenos, os primeiros não podem drenar até

que o potencial matricial seja suficientemente baixo para esvaziar os poros circundantes mais pequenos. Por outro lado, quando em humedecimento, o movimento capilar cessa quando o diâmetro dos poros aumenta, impedindo o preenchimento de poros grandes que comuniquem com outros de menor dimensão (Figura 10, B).

O fenómeno pode também ser causado pelo impedimento da entrada de água no solo devido à presença de ar ocluído em poros interiores, e a alterações da estrutura do solo causadas por processos de expansão-contracção de alguns dos constituintes do mesmo.

MEDIÇÃO DO POTENCIAL DA ÁGUA DO SOLO

Placas de pressão

A medição do potencial da água do solo recorrendo a forças extractivas é feita geralmente por meio de placas de pressão (Figura 11). Amostras saturadas de água são postas em contacto com placas porosas de cerâmica, sendo o conjunto encerrado numa câmara onde é criada uma determinada pressão; esta provoca a saída de água das amostras e a sua remoção para o exterior da câmara até o potencial matricial da água e a pressão extractiva se equilibrarem. O limite da pressão aplicável às placas cerâmicas depende da tensão superficial dos meniscos de água que se formam nos respectivos poros e, conseqüentemente, da dimensão destes (se a tensão daqueles meniscos for inferior à pressão aplicada, a placa passa a ser permeável ao ar e a pressão no interior da câmara diminui). Em geral não se constroem placas cerâmicas capazes de suportar pressões mais elevadas do que 2 MPa (20 bares), mas para pressões superiores, até cerca de 10 MPa (100 bares), pode recorrer-se a membranas de viscose (acetato de celulose).

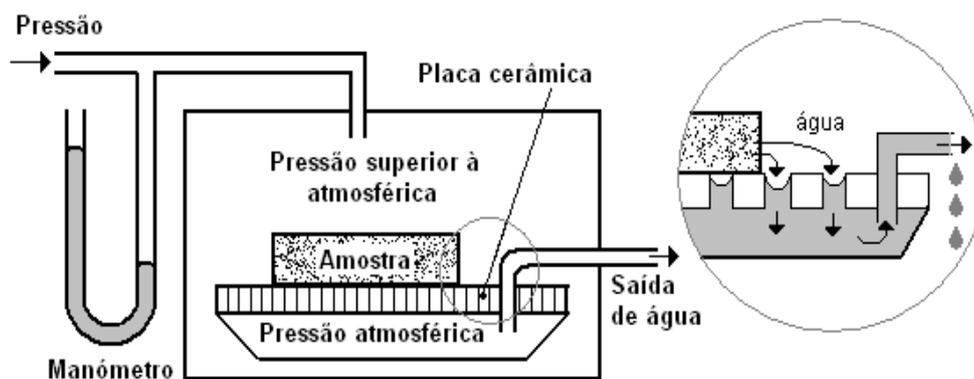


Figura 11 – Placa de pressão: constituição esquemática e forma genérica de funcionamento.

Através destes métodos determinam-se igualmente as chamadas *constantes de humidade* que, tal como as mencionadas curvas de tensão de humidade, são

características de cada tipo de solo. Algumas destas constantes de humidade têm enorme interesse para fins agronómicos e serão tratadas adiante (9.3.1).

Tensiómetros

Os tensiómetros são instrumentos que medem directa e continuamente o potencial matricial da água do solo. Consistem, no essencial, de um bolbo poroso de material cerâmico colocado na extremidade de um tubo, a que está acoplado um manómetro, e que dispõe de uma tampa hermética que permite o seu completo enchimento com água (Figura 12). Quando colocado em contacto com o solo cuja tensão de humidade se pretende monitorizar, a água existente no interior do tensiómetro tende a equilibrar-se com a do solo, movendo-se para este, ou a partir deste, através dos poros do bolbo cerâmico. Se a água do tensiómetro estiver à pressão atmosférica (o que será o caso aquando da sua instalação) e se o potencial da água do solo for negativo (i.e., se o solo estiver insaturado), a água do tensiómetro fica sujeita a uma certa sucção, que provoca a saída de alguma água do seu interior e, conseqüentemente, a redução da pressão para valores inferiores aos da pressão atmosférica. Esta subpressão é medida por meio de um manómetro, que pode ser um tubo em U com mercúrio, ou um vacuómetro mecânico ou capacitivo.

As variações do teor de humidade do solo e as conseqüentes variações do seu potencial resultantes da absorção de água pelas plantas, ou da ocorrência de drenagem, chuva ou rega, podem assim ser acompanhadas de forma contínua, uma vez que darão origem a diferentes leituras no manómetro.

O bolbo cerâmico permite a passagem tanto da água como das espécies iónicas que aquela contenha. Deste modo, a concentração electrolítica da solução do solo e a da água do tensiómetro tendem a equilibrar-se, pelo que o aparelho não mede o potencial osmótico da água do solo, mas apenas o potencial matricial da mesma. Levando em consideração a profundidade a que as leituras manométricas dizem respeito, podem também conhecer-se eventuais diferenças de potencial gravitacional da água.

O intervalo de valores de tensão da água que os métodos tensiométricos podem avaliar varia teoricamente entre 0 e 1 atm (potencial matricial compreendido entre 0 e -100 kPa). No entanto, devido à necessidade de garantir o rápido equilíbrio entre a água do solo e a do tensiómetro, o material cerâmico

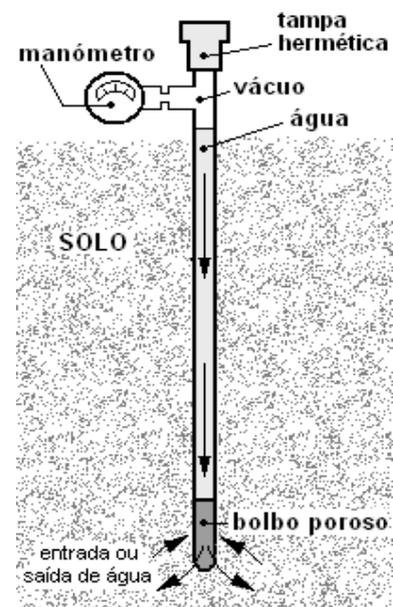


Figura 12 – Constituição e funcionamento de um tensiómetro.

utilizado na construção do bolbo possui uma porosidade muito elevada e, por isso, para valores de tensão próximos do limite superior daquele intervalo, começa a entrar ar para o seu interior. Quando isso sucede deixa obviamente de haver correspondência entre o potencial da água do solo e a indicação do manómetro.

Na prática, o valor de tensão mais elevado que este tipo de tensiómetros é capaz de medir é de cerca de 0,8 atm (80 kPa). A gama de valores do potencial da água do solo que é mensurável por estes instrumentos (entre 0 e -80 kPa) corresponde apenas a uma pequena parte do intervalo que aquela grandeza pode apresentar no solo. Todavia, como adiante se verá, tal facto *não é limitativo da utilidade dos tensiómetros*.

9.2. Movimento da água no solo

9.2.1 Movimento em solo saturado

A saturação hídrica do solo verifica-se abaixo do nível da toalha freática e numa delgada camada de solo situada acima daquele nível. Nestas condições o movimento da água no solo deve-se à gravidade e obedece à *Lei de Darcy*, de acordo com a qual a velocidade de filtração da água através de uma coluna de material poroso (v) é directamente proporcional à diferença de carga hidráulica (de potencial), entre duas secções dessa coluna (ΔH) e inversamente proporcional à distância entre elas (L), e varia directamente com um coeficiente de proporcionalidade (K), conhecido por *condutividade hidráulica*:

$$v = K \frac{\Delta H}{L}$$

Por outras palavras poder-se-á dizer que a velocidade do movimento da água em solo saturado é directamente proporcional à condutividade hidráulica (K) e à variação de carga por unidade de distância, ou seja, ao *gradiente de carga* ($\Delta H/L$), que é a *força motriz do movimento da água no solo*.

A condutividade hidráulica é uma constante, característica do material por cujos poros a água flui, que traduz a maior ou menor facilidade com que água atravessa tal material ou, no caso que aqui interessa, o solo. A condutividade hidráulica do solo é uma propriedade que depende fundamentalmente de características intrínsecas do próprio solo (porosidade total, forma e distribuição dimensional dos poros e continuidade do espaço poroso, ou seja, da geometria do espaço poral).

Ainda que em muito menor extensão, a condutividade hidráulica depende também das características do fluido, nomeadamente das suas densidade e viscosidade. Desta forma, pelo menos teoricamente, será possível considerar dois factores na

condutividade hidráulica (K): a *permeabilidade intrínseca* do solo (k), dependente da geometria do espaço poroso, e a *fluidez* do líquido que atravessa o solo (f), determinada pela densidade e pela viscosidade do fluido:

$$K = kf$$

Todavia, em muitos casos, a água interage com os constituintes sólidos do solo, modificando a permeabilidade intrínseca deste. É por isso frequente que na avaliação da condutividade hidráulica não se possam considerar isolada e independentemente as propriedades do solo e as da água.

O estudo do movimento da água em solo saturado e, em particular, a avaliação da condutividade hidráulica do mesmo, pode fazer-se *in situ* ou em laboratório. Neste podem utilizar-se amostras crivadas (fracção fina) ou não perturbadas do solo. Sempre que possível devem utilizar-se amostras deste último tipo, em que a estrutura do solo e o seu sistema de porosidade estão preservados. No entanto, para estudos comparativos, a determinação pode fazer-se com a fracção fina do solo, o que dispensa cuidados especiais na colheita das amostras. A determinação faz-se a partir do caudal de água que atravessa uma coluna do solo. A determinação laboratorial da condutividade hidráulica de um solo saturado é feita em *permeâmetros* (Figura 13), de que existem vários tipos.

A velocidade de filtração da água que atravessa uma coluna de solo contida num permeâmetro não pode ser medida directamente, mas obtém-se através da expressão $v = Q/A$, em que Q é o *caudal*, isto é, o volume de água que numa unidade de tempo atravessa uma secção, de área A , da coluna de solo. Fazendo as devidas substituições na expressão da Lei de Darcy acima apresentada, ter-se-á:

$$Q = KA \frac{\Delta H}{L},$$

em que:

Q = caudal (volume de água filtrado na unidade de tempo)

A = área da secção transversal perpendicular à direcção do movimento

ΔH = diferença de potencial, ou de carga hidráulica

L = espessura da coluna de solo

K = condutividade hidráulica.

A *condutividade hidráulica* representa a velocidade ($v=Q/A$) com que se dá a filtração da água através do solo, quando o gradiente de carga hidráulica ($\Delta H/L$) é igual à

unidade, e assume um valor característico para cada situação de solo, dependendo, naturalmente, da sua textura e estrutura.

Na prática, seguindo a técnica indicada no Anexo 1, calcula-se o valor da *condutividade hidráulica* através da expressão:

$$K = \frac{Q \times L}{A \times \Delta H}$$

na qual Q é o caudal, ΔH a soma da altura da coluna de solo (L) com a altura de água existente acima da mesma (a) e com a espessura de um suporte poroso em que assenta a aquela coluna (não representado na Figura 13).

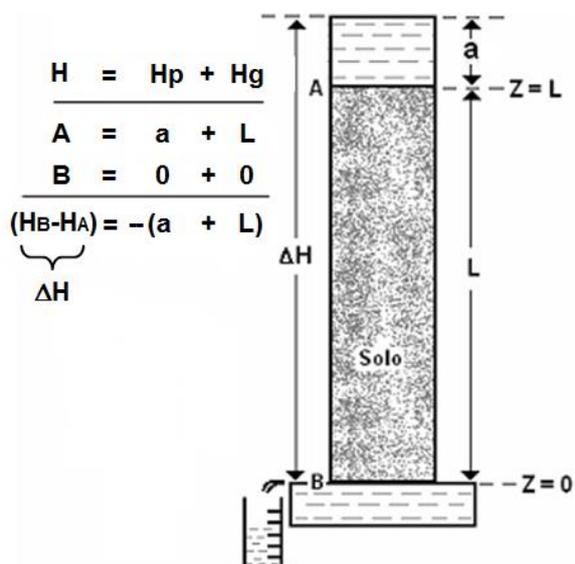


Figura 13 – Potencial da água nos planos extremos de um permeâmetro.

De uma forma simplificada, são identificáveis duas fases no padrão de variação da condutividade hidráulica ao longo do tempo:

- 1ª fase: caracteriza-se pelo decréscimo da condutividade hidráulica, que se deve à modificação da estrutura e ao rearranjo das partículas;
- 2ª fase: verifica-se a estabilização dos valores da condutividade hidráulica, que se mantêm aproximadamente constantes ao longo do tempo.

Na generalidade dos solos, a condutividade hidráulica medida em condições de saturação varia aproximadamente entre 0 e 60 cm h⁻¹ (0 e ≈170 μm s⁻¹). A tabela ao lado mostra as classes de condutividade hidráulica saturada consideradas pelo *Natural Resources Conservation Service* (Departamento de Agricultura dos EUA).

Classe	K _{sat} (μm s ⁻¹)
Muito alta	≥ 100
Alta	10 - 100
Moderadamente alta	1 - 10
Moderadamente baixa	0,1 - 1
Baixa	0,01 - 0,1
Muito baixa	< 0,01

A este propósito notem-se os valores respeitantes aos solos de diferentes texturas representados na Figura 14, na qual os valores de K que para o caso interessa comparar são, obviamente, os correspondentes a Ψt=0.

9.2.2. Movimento em solo insaturado

A maior parte dos processos que envolvem interações entre o solo e a água, incluindo o fornecimento de água e nutrientes às plantas e, em geral, o transporte de solutos no solo, ocorre em condições de não saturação. O movimento da água nestas condições é particularmente difícil de descrever quantitativamente, em virtude das constantes modificações que ocorrem, tanto na quantidade, como na condição energética da água contida no solo. Estas modificações envolvem relações complexas entre variáveis como o teor de água, o respectivo potencial e a condutividade hidráulica, as quais são ainda afectadas pela histerese e pela variabilidade espacial do solo.

De um modo geral, o movimento da água em solos não saturados rege-se por princípios análogos aos referidos para os solos saturados. A água mover-se-á dos pontos em que o seu potencial seja maior para aqueles em que o mesmo seja menor. Todavia, diversamente do que sucede em solo saturado, a diferença de potencial entre a água retida em distintos pontos do solo não se deverá à variação do potencial gravitacional, mas principalmente à *variação do potencial matricial* (ainda que a gravidade continue a afectar o fluxo da água). Por esta razão a *força motriz do movimento da água em solo insaturado é essencialmente o gradiente de potencial matricial*. A velocidade do movimento dependerá igualmente de um coeficiente de proporcionalidade, que representa a condutividade hidráulica do solo, a qual, no entanto, é muito diferente da que caracteriza o solo saturado. Pode considerar-se que a *principal diferença entre o movimento da água em condições de saturação e de não saturação advém da diferente condutividade hidráulica que caracteriza o solo em cada uma daquelas condições*. Com efeito, o solo apresenta um valor de K que é máximo quando está saturado, e valores de K sucessivamente mais baixos para teores de humidade inferiores (Figura 14). Tal decréscimo é bastante notório para teores de humidade do solo correspondentes a potenciais inferiores a cerca de $-25 \text{ cm H}_2\text{O}$ ($-2,5 \text{ kPa}$) e é particularmente acentuado para teores de humidade correspondentes a potenciais inferiores a $-100 \text{ cm H}_2\text{O}$ (-10 kPa). O modo como K decresce com o teor de água é característico de cada solo e depende das particularidades do respectivo sistema de porosidade. Assim, p. e., um solo de textura grosseira tem uma capacidade de condução de água maior do que um de textura fina quando ambos se encontram saturados, visto que os poros do primeiro são de maior dimensão do que os deste último (a duplicação do raio de um poro corresponde a um aumento de 16 vezes na sua capacidade de condução de água). Porém, em condições de insaturação, um solo arenoso não terá necessariamente valores de K superiores aos de um de textura argilosa. De facto, os poros de grande dimensão que,

quando cheios de água, determinam os elevados valores de K típicos de solos de textura grosseira, enchem-se de ar à medida que o solo seca e deixam de ser capazes de conduzir água, enquanto num solo de textura argilosa, para o mesmo valor de potencial da água, uma grande quantidade de poros finos permanece ainda com água e, por isso, em condições de garantir a condução da mesma (Figura 15).

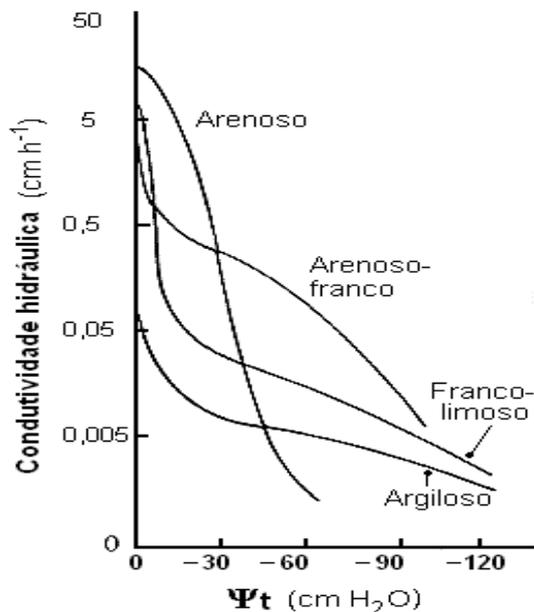


Figura 14 – Variação de K com o potencial da água em solos de diferente textura.

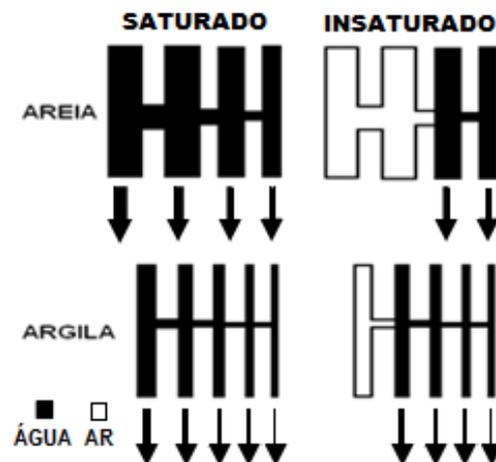


Figura 15 – Representação esquemática do fluxo de água em solo saturado e em solo insaturado, em poros de diferente diâmetro (a largura das setas é sugestiva da magnitude do fluxo que neles ocorre).

9.2.3. Movimento ascensional da água no solo

Se existir no solo uma toalha freática a determinada profundidade, verificar-se-á movimento ascensional da água a partir do nível freático. A velocidade e o alcance da ascensão da água variam muito de solo para solo. Em laboratório pode avaliar-se a ordem de grandeza dessas diferenças utilizando tubos de vidro de pequeno diâmetro, vedados inferiormente com um pedaço de gaze, que se enchem com material do solo (em regra a respectiva fracção fina), e se montam de forma a que a extremidade tapada com gaze fique mergulhada em água.

Será observável que **i)** inicialmente o movimento é rápido, e de uma forma geral tanto mais rápido quanto mais grosseira for a textura do material, mas vai-se tornando gradualmente mais lento, até se alcançar a altura máxima de ascensão da água, e **ii)** que esta altura é maior em solos de textura média a fina do que nos de textura grosseira. Efectivamente, a maior rapidez do movimento ocorre nos solos em cujos poros, devido ao seu maior diâmetro, se verifica menor atrito; todavia, nestes poros as forças de tensão superficial são também mais fracas, pelo que o alcance do movimento é mais limitado.

Em condições de equilíbrio, a altura em centímetros que a água atinge ao ascender no solo a partir de uma toalha freática é aproximadamente igual à tensão da água a essa altura (i. e., 50 cm acima de uma toalha freática a água proveniente desta apenas preencherá poros em que a tensão de humidade possa atingir o valor de 50 cm de água).

A avaliação do alcance do movimento ascensional da água, tanto a partir de uma toalha freática, como numa experiência laboratorial como a mencionada no Anexo 2, pode ser feita aplicando à microporosidade do solo os princípios que definem o movimento de líquidos em tubos capilares, ou seja, utilizando a expressão geral ou a expressão simplificada atrás referidas (pgs. 4 e 5):

$$h = \frac{2\tau \cos \alpha}{\rho g r}, \quad \text{ou} \quad h_{[m]} \cong 15/r_{[\mu\text{m}]},$$

em que h é a altura atingida pela água, α é o ângulo de contacto, τ é a tensão superficial da água, ρ é a massa volúmica da água, g é a aceleração da gravidade e r é o raio do tubo capilar.

Teoricamente, a altura atingida pela água será tanto maior quanto mais pequenos forem os espaços intersticiais entre as partículas de solo mas, mesmo em ensaios de laboratório com colunas de solo, raramente se atinge uma altura superior a 1,2 m. Na prática, o alcance efectivo do movimento ascensional da água em diferentes solos é menor do que seria de esperar em função da respectiva textura. A principal razão para tal facto estará na redução da permeabilidade do solo quando o potencial da água nele contida é inferior a cerca de -25 cm H₂O, conforme atrás mencionado. Isto significa que 25 cm acima da toalha freática o movimento da água se torna lento e que esta lentidão se acentua tanto mais quanto mais afastada estiver a toalha freática. Assim, em solos de textura grosseira, a água da toalha freática só contribuirá para o adequado suprimento das necessidades das plantas quando as raízes destas se situem a menos de 25-30 cm da referida toalha, enquanto em solos de textura média e fina aquela distância será de 35-50 cm.

Pode concluir-se que em solo insaturado o movimento ascensional da água é extremamente limitado, mesmo que existam importantes gradientes de potencial matricial entre diferentes pontos do mesmo, tal como, aliás, também acontece com os movimentos laterais ou oblíquos da água no solo. Tal deve-se, como referido, à grande redução da condutividade hidráulica do solo para potenciais inferiores a ≈ -25 cm de água.

Nestas condições, e caso existam diferenças de temperatura no solo, o movimento poderá ocorrer na forma de vapor, mas a translocação de água neste estado não é significativa na maior parte dos casos.

9.2.4. Infiltração da água no solo

Quando é adicionada água ao solo, seja por precipitação ou por via de uma rega, ela em geral penetra pela superfície do mesmo e vai sendo absorvida por camadas de solo cada vez mais profundas. Casos há, no entanto, em que uma parte ou a totalidade da água, em vez de penetrar no solo, se acumula à superfície ou se escoa ao longo dela.

O termo *infiltração* designa a o processo de entrada da água no solo, em geral por movimento descendente, através da totalidade ou de parte da sua superfície. As taxas a que a infiltração e o fornecimento de água se processam determinam a quantidade de água que penetra no solo e a que eventualmente se escoa superficialmente. A *taxa de infiltração* (volume de água que se infiltra no solo numa unidade de tempo: $i = V/t$) influencia, por isso, tanto a disponibilidade de água para as plantas, como o volume daquela que, ficando disponível para escoamento superficial, pode dar origem a erosão ou a outros fenómenos prejudiciais.

Em regra, a variação temporal da taxa de infiltração é muito acentuada e depende do teor inicial de água do solo e do respectivo potencial, da textura, da estrutura e do grau de uniformidade das sucessivas camadas ou horizontes do solo. Na fase inicial aquela taxa é em geral relativamente rápida, nomeadamente quando o solo está bastante seco, mas diminui depois gradualmente, tendendo a aproximar-se assintoticamente de um valor constante, muitas vezes designado por *taxa de infiltração final* (I) ou *capacidade de infiltração final* (Figura 16).

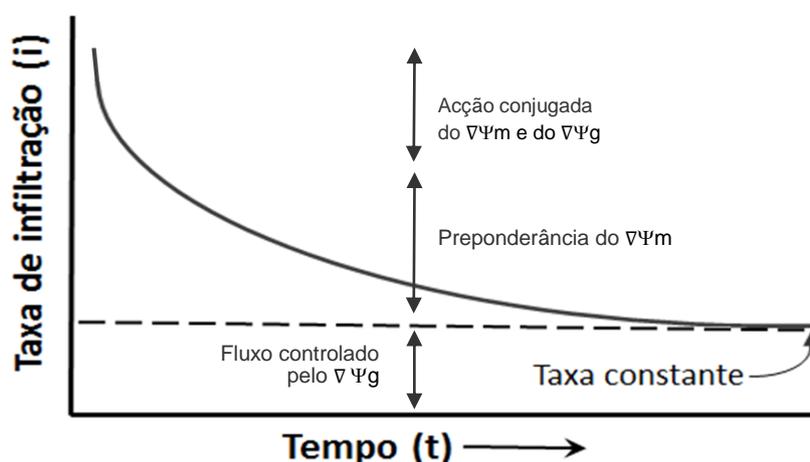


Figura 16 – Variação da taxa de infiltração ao longo do tempo.
 $\nabla\Psi_m$ - gradiente de potencial matricial; $\nabla\Psi_g$ - gradiente de potencial gravítico.

A diminuição da taxa de infiltração ao longo do tempo pode dever-se a várias causas. Na fase inicial o movimento da água dá-se facilmente sob a acção da gravidade por fendas largas e poros de grandes dimensões. Posteriormente, a água vai penetrando em poros cada vez mais finos, nos quais esta é retida com maior energia e a permeabilidade é

menor. Nestes espaços a gravidade perde importância como força motriz do movimento da água, o qual passa a ser essencialmente determinado pelo respectivo gradiente de potencial matricial. Em muitos casos, a redução da taxa de infiltração resulta também de uma gradual deterioração da agregação do solo, da redução do espaço poroso devida à expansão dos colóides, da obstrução dos poros por partículas de solo entretanto dispersas e arrastadas pela água ou, ainda, do efeito de ar aprisionado no interior do solo.

Todavia, *a razão primária de tal diminuição é a redução do gradiente de potencial da água*, que ocorre à medida que a infiltração prossegue. Com efeito, quando se adiciona água à superfície de um solo seco, o movimento ocorre sob a acção conjugada dos gradientes de potencial matricial e da gravidade, havendo então uma diferença muito grande de potencial matricial entre a superfície do solo e as camadas secas imediatamente subjacentes; porém, à medida que a zona humedecida se vai espessando, a mesma diferença de potencial matricial passa a verificar-se ao longo de uma distância cada vez maior, o que causa a progressiva redução daquele gradiente. Este acaba assim por se tornar insignificante e, a partir desse momento, o movimento descendente da água passa a ser essencialmente determinado pelo gradiente do potencial gravítico (que é constante). Consequentemente, *a taxa de infiltração tenderá assintoticamente para um valor constante que*, se o solo for homogéneo e a sua estrutura estável, *se aproximará do da condutividade hidráulica saturada*.

Por esta razão, a medição da taxa de infiltração é uma forma de determinar no campo o valor de K em condições de saturação.

Num solo seco e sem impermes, uma vez estabilizada a velocidade do movimento descendente da água que lhe é fornecida, a infiltração prossegue, como se referiu, a taxa sensivelmente constante ao longo de uma zona de transmissão de espessura crescente, a qual contacta mais ou menos abruptamente com as camadas secas subjacentes através da chamada *frente de humedecimento*, Figura 17). Cessado o fornecimento de água, a acção conjugada dos gradientes de potencial gravítico e matricial leva a que, a expensas da zona inicialmente saturada, ocorra transferência (redistribuição) de alguma quantidade de água para a zona

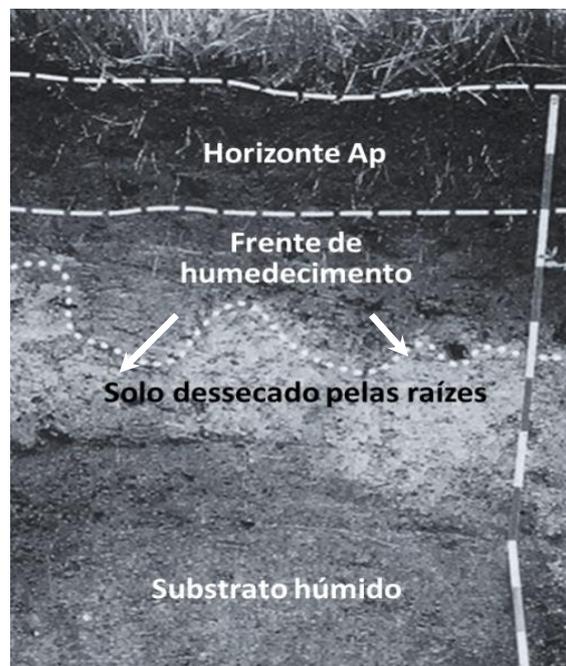


Figura 17- Distribuição de água num solo 24 horas após a ocorrência de de uma precipitação de 50 mm. (Origem: Brady & Weil, 2008)

não humedecida. Esta redistribuição prossegue ao longo de um período extremamente variável mas, em alguns casos, ao fim de um ou dois dias a profundidade da frente de humedecimento tende a estabilizar. Isto sucede, por um lado, porque entre a zona humedecida e o solo seco subjacente se verifica uma acentuada diferença de condutividade hidráulica e, por outro, porque ocorrem fenómenos de histerese: o equilíbrio entre o potencial da água da zona humedecida e o do solo seco tende a ser alcançado quando o teor de humidade do solo húmido (em fase de dessecação) é bastante mais elevado do que o do solo seco subjacente (e, portanto, em fase de humedecimento).

De entre as características do solo cuja determinação se faz habitualmente no campo, a taxa de infiltração é das que apresentam maior variabilidade espacial, pois a presença de uma fenda mais larga, ou de um canal biológico, é suficiente para causar a ocorrência de valores muito elevados. Deste modo, são necessárias diversas medições da taxa de infiltração para caracterizar adequadamente o solo de uma determinada área. Por outro lado, quando se fornece água à superfície do solo, o movimento da água não se dá apenas no sentido vertical, mas também lateralmente, pelo que é necessário prevenir que isso não falseie os resultados das determinações.

A taxa de infiltração pode ser determinada de modo expedito construindo à superfície do solo pequenas caldeiras limitadas por um pequeno cômodo de terra, nas quais se lança um determinado volume de água. Para o efeito pode também utilizar-se um *infiltrómetro* de construção simples, que consta essencialmente de um tubo cilíndrico de dimensões adequadas (p.e., com uma altura de 20-25 cm e um diâmetro não inferior a 15 cm) que deve ser inserido ligeiramente no solo. Lança-se então um certo volume de água no seu interior e regista-se a variação de altura desta ao longo do tempo, ou utiliza-se um dispositivo que mantenha uma altura constante de água no tubo e permita a medição do caudal necessário para que essa altura não varie (p.e., um cilindro de Mariotte).

A fim de garantir que a medição respeita apenas ao volume de água que penetra verticalmente no solo, é habitual utilizar um infiltrómetro de duplo cilindro (Figura 18), no qual o

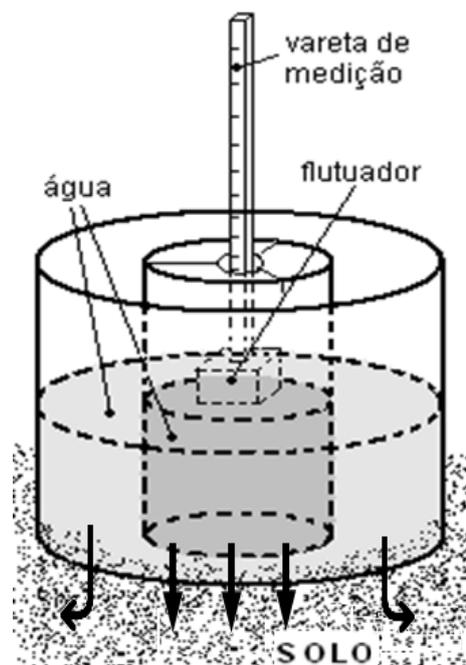


Figura 18 – Infiltrómetro de duplo cilindro.

cilindro exterior (da mesma altura que o interior, mas de diâmetro 2 a 3 vezes superior ao deste) se abastece também de água, cujo nível se deve manter sensivelmente igual em ambos os cilindros. Cria-se deste modo uma zona tampão de solo saturado que, em princípio, reduz substancialmente o movimento lateral da água que penetra no solo a partir do cilindro interior, no qual se faz a medição da taxa de infiltração.

9.3. Teor e estado energético da água do solo e sua disponibilidade para as plantas

9.3.1 *Descrição qualitativa do teor de água do solo e sua correspondência com algumas constantes de humidade.*

A progressiva dessecação de um solo inicialmente saturado determina modificações acentuadas na relação entre a água contida no solo, a fracção sólida deste e as plantas, pois a água vai ficando confinada a poros de dimensão sucessivamente menor e a películas cada vez mais finas em torno das partículas, nos quais o seu potencial é reduzido, principalmente por acção das forças matriciais. De facto, nestas condições o potencial matricial vai-se tornando o componente dominante do potencial total da água do solo, a par da redução da importância do potencial gravitacional.

Alguns dos estados (graus) de humedecimento que o solo pode apresentar têm um significado particular e o seu conhecimento é de grande interesse prático. Em geral, esses estados são descritos por meio de termos ou expressões de carácter essencialmente qualitativo, que nem sempre assentam em bases científicas precisas. Por esta razão o seu uso é controverso, assim como é problemática a caracterização quantitativa dos estados de humedecimento que lhes correspondem. Não obstante, tais expressões são objecto de ampla utilização prática e, por isso, os estados de humedecimento a que respeitam são comumente relacionados com diversas *constantes de humidade* (teores de água do solo correspondentes a valores conhecidos e constantes de potencial), cuja determinação, feita em laboratório, é bastante expedita.

Capacidade máxima de retenção de água

É o teor de água mais elevado que o solo pode conter. Corresponde ao preenchimento total do espaço poroso do solo, com cujo volume praticamente coincide. O respectivo valor, que corresponde a um potencial matricial nulo, não tem na prática grande significado agronómico, visto que nesta condição de humidade o solo não tem arejamento e é inadequado para quase todas as espécies cultivadas.

Usualmente o solo permanece na sua capacidade máxima de retenção apenas

enquanto perdura o processo de infiltração, pois a água que preenche os macroporos, drena rapidamente por efeito da gravidade.

O conhecimento da capacidade máxima de retenção e da profundidade média dos solos numa bacia hidrográfica podem ser utilizados para estimar o volume de água da chuva que pode ser temporariamente armazenado no perfil e, desse modo, ajudar na prevenção de cheias.

Capacidade de campo

A *capacidade de campo* é habitualmente considerada como o *limite superior de água útil* para as plantas e corresponde ao teor de água da parte humedecida do perfil do solo, após este ter sido abundantemente abastecido de água e de esta ter sido redistribuída no solo, como descrito em 9.2.4. Por outras palavras, *é o teor de água do solo quando, após uma rega ou uma chuvada, deixa de ocorrer movimento da água devido ao gradiente de potencial gravitacional e se torna insignificante o movimento devido ao gradiente de potencial matricial.*

No entanto, convém ter em atenção que a estabilização do movimento da água em profundidade, i. e., a estabilização da frente de humedecimento, nem sempre se verifica da forma descrita em 9.2.4. De facto, o processo de redistribuição da água é contínuo e não apresenta variações súbitas e acentuadas, processando-se a uma velocidade que, embora decresça continuamente, prossegue durante um período de tempo que pode ser extremamente longo. O conceito de capacidade de campo é por isso arbitrário e provavelmente apenas aplicável com alguma propriedade a solos de textura grosseira, nos quais após um curto período de drenagem rápida se verifica uma drástica redução da condutividade hidráulica, que decorre do esvaziamento dos poros e acompanha a diminuição do potencial matricial da sua água. Todavia, em solos de textura média ou fina, nos quais o esvaziamento dos poros é mais progressivo (ver Figura 14), a redistribuição pode persistir a taxa apreciável por muitos dias, ou mesmo ao longo de várias semanas.

Contudo, apesar da impossibilidade de definir o momento em que cessa a redistribuição de água no solo, o conceito de capacidade de campo continua a ser utilizado, porquanto não existe nenhum outro critério simples e adequado para, na prática, definir o teor de água que um solo pode reter em condições de campo.

A determinação da capacidade de campo é feita em regra – e preferencialmente – no campo, medindo o teor de humidade do solo 48 horas após se ter abastecido abundantemente de água uma pequena parcela do mesmo (com, pelo menos, 1 m²), entretanto deixada a drenar livremente e ao abrigo da evapotranspiração (razão pela qual a área de medição se deve limpar de vegetação e cobrir com um plástico).

A avaliação directa da capacidade de campo apresenta bastantes vezes dificuldades práticas que a tornam inviável, ou pouco exequível, e leva a que a mesma seja frequentemente estimada em laboratório. Para o efeito tem sido proposta a utilização de diversas constantes de humidade, entre as quais se destacam o **teor de água a -33 kPa** (também conhecida por *percentagem a 1/3 de atmosfera*) e o **teor de água a -10 kPa**, ou a 100 cm de água, ou a pF 2 (Figura 19). Todavia, a correlação entre qualquer destas constantes de humidade e a capacidade de campo é quase sempre imperfeita. De facto, não se pode esperar que tais correlações sejam aplicáveis a todas as situações, uma vez que os valores das constantes de humidade reflectem uma condição por natureza estática e a capacidade de campo respeita a um processo fundamentalmente dinâmico, não reproduzível em laboratório. A prática tem mostrado que o teor de água a -10 kPa se correlaciona melhor com a capacidade de campo em solos de textura grosseira, enquanto o teor de água a -33 kPa é aparentemente mais adequado para solos de textura média ou fina.

Coeficiente de emurchecimento permanente

À medida que o solo seca, a água vai ficando confinada a poros de dimensão sucessivamente menor, nos quais o respectivo potencial é cada vez mais baixo. As plantas terão, portanto, dificuldades crescentes para absorver água a uma taxa suficiente para satisfazer as suas necessidades e poderão murchar durante o dia para conservar humidade. Inicialmente, as plantas recuperarão a turgescência à noite, quando não houver perda de água pelas folhas mas, posteriormente, a planta permanecerá murcha tanto de noite como de dia, pois as raízes não conseguem gerar energia suficiente para retirar água do solo. Embora não estejam ainda mortas, as plantas estão em murchidão permanente e morrerão se entretanto não houver fornecimento de água.

Esta condição corresponde ao chamado *coeficiente de emurchecimento permanente*, o qual, para a maioria das plantas, ocorre quando o potencial da água do solo apresenta um valor de cerca de -1 500 kPa. Algumas plantas, em especial xerófitas, podem absorver água a potenciais menores (-1 800 kPa ou -2 000 kPa), mas a quantidade de água disponível abaixo de -1 500 kPa é muito pequena (Figura 19).

A adopção do **teor de água do solo a -1 500 kPa** (constante de humidade também conhecida por *percentagem de água a 15 atmosferas, ou a pF 4,2*) como medida do limite inferior da água disponível no solo para as plantas é muito conveniente, por se tratar de uma condição de humidade muito mais bem definida e de mais fácil e rigorosa determinação do que a inerente ao coeficiente de emurchecimento permanente.

Nesta condição o solo estará aparentemente seco, apesar de possuir ainda alguma água retida nos microporos mais pequenos e em películas muito delgadas (com espessura provável de 10 moléculas de água) em torno das partículas individuais do solo.

Coeficiente higroscópico

Define-se usualmente como o teor de humidade de um solo em equilíbrio com uma atmosfera saturada com vapor de água (98% de humidade relativa), condição a que corresponde um potencial de $-3\ 100$ kPa (Figura 19). Supõe-se que a água presente no solo forma películas de apenas 4 a 5 moléculas de espessura, maioritariamente em torno das partículas coloidais, e está tão firmemente retida que a maior parte é considerada não líquida e pode mover-se apenas no estado de vapor.

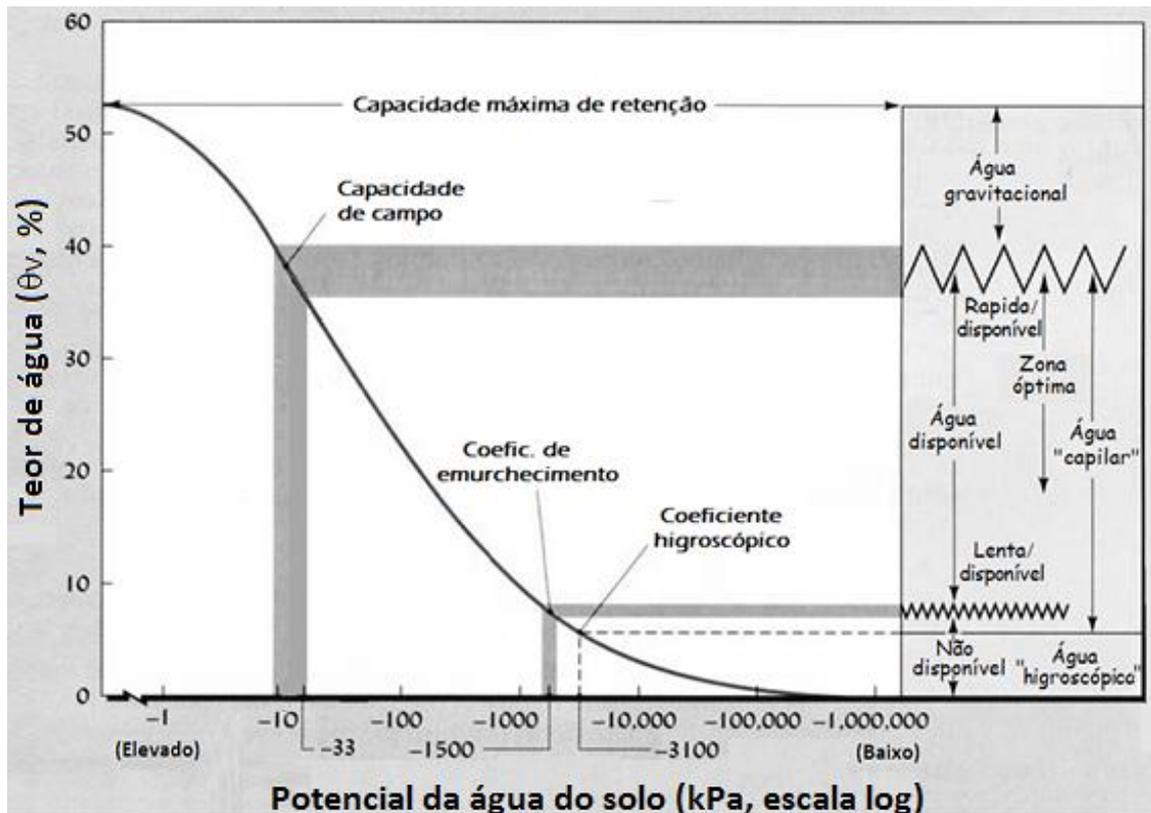


Figura 19 – Caracterização qualitativa da água de um solo de textura franca e sua relação aproximada com o potencial matricial. (Adap. de Brady & Weil, 2008)

DETERMINAÇÃO LABORATORIAL DOS LIMITES SUPERIOR E INFERIOR DE ÁGUA ÚTIL: CONSTANTES DE HUMIDADE

A determinação dos teores de água a -10 , a -33 e a $-1\ 500$ kPa faz-se pelo método da placa de pressão (L. A. Richards), em equipamentos como o esquematizado na Figura 15. Para o efeito, colocam-se amostras não perturbadas de solo, colhidas em cilindros de dimensão apropriada, sobre uma placa de porcelana adequada à pressão a utilizar; a placa é depois introduzida numa câmara a que se aplica a necessária pressão (10, 33 ou 1 500 kPa). O teor de água retida pelo solo em equilíbrio com a pressão aplicada define a constante de humidade em causa. Esse teor de água determina-se usualmente pelo método gravimétrico (9.1.1).

9.3.2. Factores que afectam a quantidade de água disponível para as plantas

O volume total de água disponível para as plantas que o solo consegue reter determina em grande medida a sua utilidade para o crescimento vegetal e as opções de gestão do solo. Com efeito, a produtividade de sistemas florestais, ou de sistemas agrícolas de sequeiro, está normalmente relacionada com a capacidade de armazenamento de água “útil” no solo. Da forma análoga, em solos irrigados, esta capacidade é determinante da frequência e da dotação das regas.

A quantidade de água disponível para as plantas depende de factores como a relação entre o teor e a energia da água em cada camada ou horizonte do solo, a resistência deste à penetração das raízes, o efeito da massa volúmica aparente do solo sobre o crescimento das mesmas e, também, da profundidade do solo e do sistema radicular e da diferenciação dos horizontes ou camadas do perfil.

EFEITO DA TEXTURA E DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA

A textura influencia acentuadamente tanto a capacidade de campo, como o coeficiente de emurchecimento. Por conseguinte, a textura do solo afecta também a *água disponível para as plantas* (também designada *capacidade de água útil*, ou *capacidade utilizável*), a qual corresponde à diferença entre a capacidade de campo (teor de água a -10 ou a -33 kPa) e o teor de água a -1500 kPa (Figuras 19 e 20). Dito de outro modo, corresponde à água que não se perde facilmente por drenagem espontânea sob o efeito

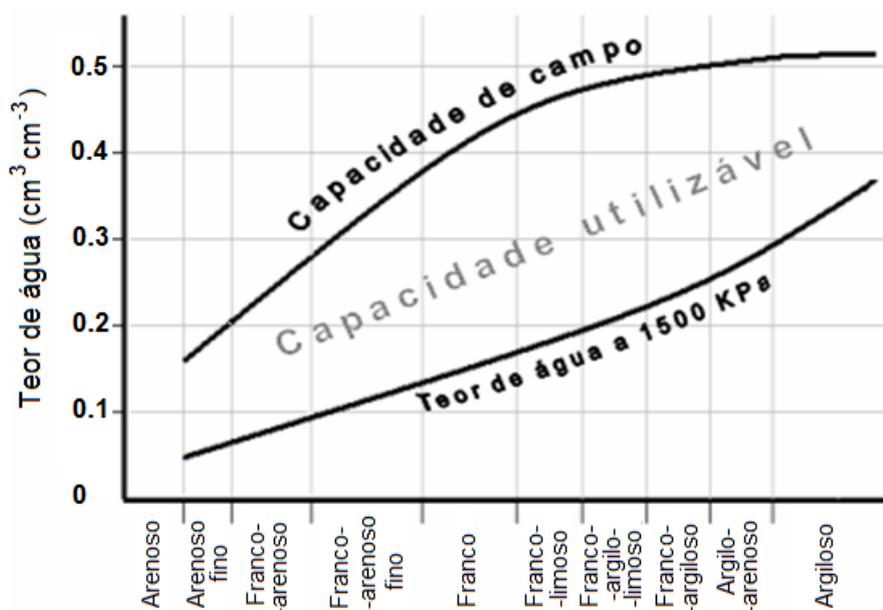


Figura 20 - Variação aproximada da capacidade de campo e do teor de água a -1500 KPa com a textura do solo. (Adap. de Botelho da Costa, 1973)

da gravidade, nem é retida no solo com força suficiente para impedir a sua absorção pelas raízes.

É notório que, até certo ponto, o teor de água disponível aumenta das texturas grosseiras para as médias a finas, ou seja, dos solos de textura arenosa para os de textura franca e franco-limososa. No entanto, os solos de textura mais fina, como a argilosa, normalmente armazenam menos água disponível do que os franco-limosos, principalmente porque à medida que a textura se torna mais fina os teores de água correspondentes ao coeficiente de emurchecimento sofrem um grande incremento, enquanto os que respeitam à capacidade de campo tendem a estabilizar (Figura 20). É também bastante perceptível que a quantidade de água retida no solo que apresenta potencial inferior a $-1\ 500$ kPa e que, conseqüentemente, não está disponível para as plantas, pode ser bastante elevada, especialmente em solos de textura fina e com teor elevado de matéria orgânica.

A matéria orgânica exerce também grande influência na quantidade de água utilizável pelas plantas (Figura 21). Essa influência

resulta, por um lado, da própria capacidade de retenção de água da matéria orgânica, que é elevada, e, por outro, da sua acção indirecta no desenvolvimento e estabilização da estrutura e da porosidade do solo.

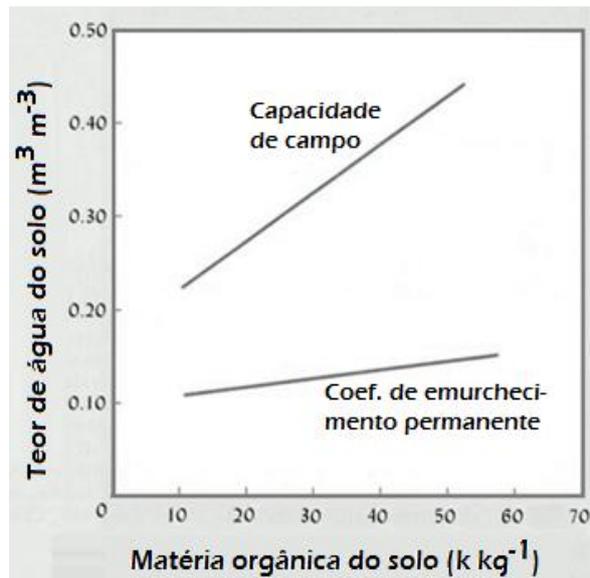


Figura 21 – Efeito do teor de matéria orgânica na capacidade de campo e no coeficiente de emurchecimento permanente num solo franco-limoso. (Origem: Brady & Weil, 2008)

TEOR DE ÁGUA MAIS FAVORÁVEL PARA A VEGETAÇÃO

O teor de água mais favorável para o crescimento das plantas depende de factores variados, entre os quais se incluem a facilidade de cedência de água pelo solo, a espécie vegetal em causa e as condições climáticas. É sabido, por exemplo, que o teor de água mais favorável para o desenvolvimento de plantas higrófitas tende a ser algo mais elevado e mais próximo da capacidade de campo do que aquele que mais favorece as plantas adaptadas à secura. No entanto, e de modo muito geral, pode considerar-se que o intervalo de teores de água mais favoráveis para a vegetação corresponde à fracção da capacidade utilizável que apresenta maiores valores de potencial, isto é, à que está retida no solo com menor energia.

De forma aproximada, esta é a água que o solo pode reter com energia compreendida entre a que se considera corresponder à capacidade de campo (10 a 33 kPa) e 100 kPa. A mesma representa muitas vezes mais de 50% da capacidade de água utilizável do solo mas, em solos de textura grosseira, tal proporção pode mesmo exceder os 75% (Figura 22).

É por esta a razão que na gestão do regadio é prática corrente considerar que o *ponto de rega*, isto é, o momento em se torna necessário regar, se situa num intervalo compreendido entre 40 e 60% da capacidade de água utilizável do solo, consoante a sensibilidade das espécies cultivadas ao *stress* hídrico. Daí também que o estreito intervalo de valores do potencial da água do solo que é mensurável pelos tensiómetros tradicionais (entre 0 e cerca de -80 kPa) não seja limitativo da utilidade dos mesmos, nomeadamente para se avaliar a necessidade de regar, de modo a garantir às culturas irrigadas fácil acesso à água do solo.

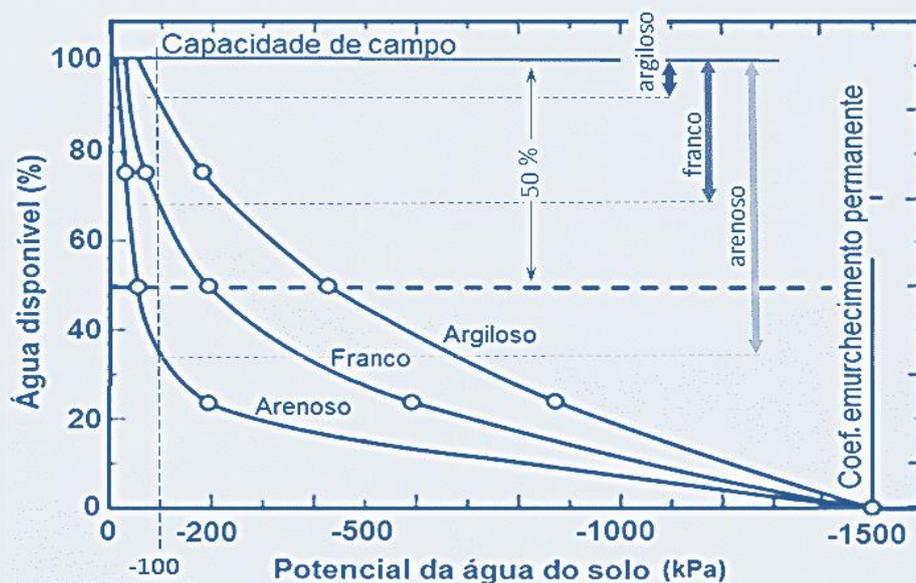


Figura 22 – Variação da energia potencial da água disponível para as plantas e proporção, em relação ao total, representada pela fracção retida com menor energia (<100 kPa) em solos com diferente textura.

EFEITO DA COMPACTAÇÃO DO SOLO NO POTENCIAL MATRICIAL, NO AREJAMENTO E NO CRESCIMENTO RADICULAR

Em geral, a compactação do solo causa a diminuição da quantidade de água disponível para as plantas. Esta diminuição deve-se à modificação da arquitectura do espaço poral, que se traduz na redução da macroporosidade e no aumento da proporção de poros de mais pequena dimensão (ver Figura 9). Estas alterações têm como consequência a diminuição da quantidade de água utilizável pelas plantas devido, por um lado, à diminuição do teor de água correspondente à capacidade de campo, causada pela redução da macroporosidade e, por outro, ao aumento do teor de água

com potencial inferior a $-1\,500$ kPa, provocado pelo aumento da microporosidade. Além disso, a diminuição do volume ocupado pelos poros que, pela sua dimensão, se esvaziam rapidamente por acção da gravidade (macroporos), leva à redução da *porosidade de arejamento*, podendo o solo ficar insuficientemente oxigenado quando o seu teor de água estiver próximo da capacidade de campo. Finalmente, a maior aproximação das partículas sólidas entre si em resultado da compactação do solo implica também maior dificuldade de penetração das raízes, limitando a expansão destas, particularmente quando a resistência mecânica for superior a $2\,000$ kPa.

Os factores acima mencionados estão integrados na Figura 23, de modo a ilustrar dois conceitos distintos de disponibilidade de água para as plantas. A figura mostra o efeito da compactação do solo (através da massa volúmica aparente) na variação do teor

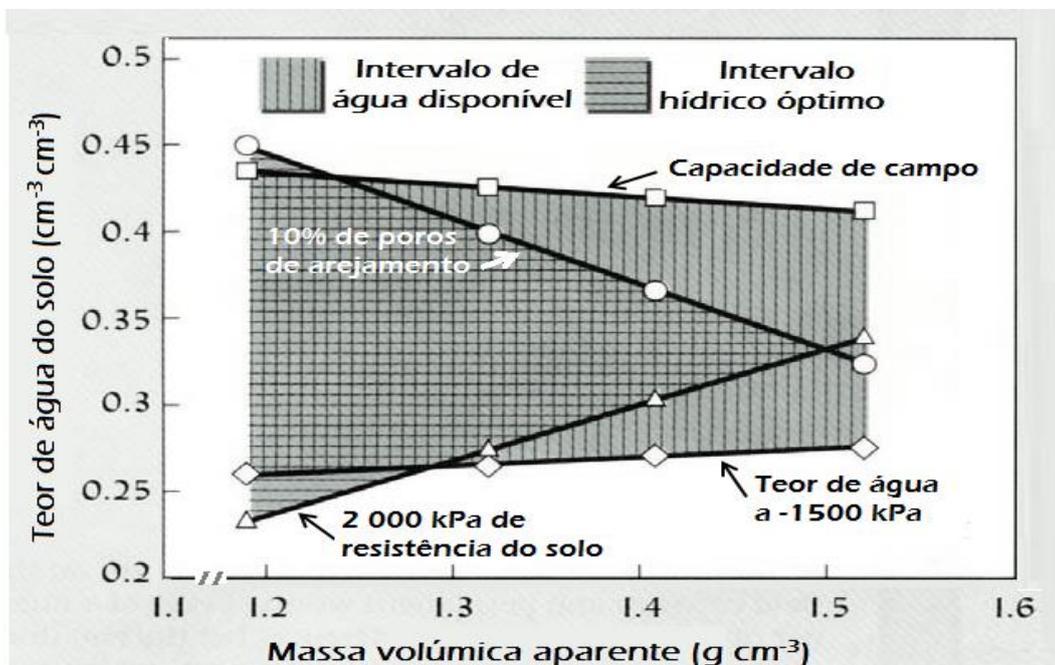


Figura 23 - Influência da massa volúmica aparente (MVar) do solo no teor de água disponível para as plantas. Em solos compactados o arejamento pode ser insuficiente ($< 10\%$ de porosidade de arejamento) quando o teor de água do solo é elevado. Tais solos podem também apresentar elevada resistência ($>2\,000$ kPa) à penetração radicular quando o seu teor de água é baixo. A combinação destes critérios define o “Intervalo hídrico menos limitante”, o qual é aproximadamente coincidente com o intervalo de “água disponível” quando o solo não se encontra compactado ($MVar \approx 1,25\ g\ cm^{-3}$ para o solo representado).
(Origem: Brady & Weil, 2008)

de água do solo, e delimita o intervalo de *água disponível* para as plantas (ou capacidade utilizável, como acima explicitado), bem como o chamado *Intervalo Hídrico Menos Limitante* (*Least Limiting Water Range*). Este intervalo corresponde à gama de valores de humidade para a qual as condições do solo, designadamente de arejamento e de resistência mecânica à penetração das raízes, não causam restrições severas ao

crescimento das mesmas. Deste modo,

- (i) os solos consideram-se *demasiado húmidos* para o desenvolvimento normal das raízes quando *menos de 10% dos seus poros estão preenchidos com ar*, havendo por isso falta de oxigénio, que dificulta a respiração e limita o crescimento das raízes. Em solos bem agregados o teor de água correspondente a este valor mínimo de arejamento adequado é aproximadamente o da capacidade de campo, mas em solos compactados a disponibilidade de oxigénio pode tornar-se limitante para teores de água bastante mais baixos do que aquele (Figura 23).
- (ii) os solos consideram-se *demasiado secos* para o crescimento normal das raízes quando a sua *resistência mecânica* (medida com um penetrómetro de cone) *excede aproximadamente 2 000 kPa*. Em solos bem agregados este valor ocorre para teores de água próximos do coeficiente de emurchecimento permanente mas, em solos compactados, a resistência atinge aquele valor quando o solo tem teor de água mais elevado do que o mencionado (Figura 23).

POTENCIAL OSMÓTICO

A presença de sais solúveis causada tanto por processos naturais de evolução do solo, como pela aplicação de fertilizantes, pode influenciar a absorção de água pelas plantas. O potencial osmótico de solos com elevado teor de sais pode ser bastante elevado, causando a redução, por vezes muito severa, da quantidade de água que as plantas conseguem absorver. Esta limitação pode ser importante em solos de regiões áridas ou semiáridas mas, em regra, não tem relevância na maior parte dos solos de regiões húmidas, nas quais o efeito do potencial osmótico é praticamente insignificante.

ESPESSURA DO SOLO E DIFERENCIAÇÃO DOS RESPECTIVOS HORIZONTES

O volume total de água disponível no solo depende, como é óbvio, do volume total de solo explorado pelas raízes das plantas. Em alguns casos este volume é definido pela profundidade total do solo acima de camadas que restrinjam o crescimento radicular, noutros pela profundidade das raízes da espécie vegetal em causa, e noutros ainda pelo tamanho do recipiente ou vaso em que a planta tenha sido colocada. A espessura de solo explorável pelas raízes é de particular importância para plantas com sistema radicular profundo, especialmente em regiões sub-húmidas e áridas, nas quais a sobrevivência da vegetação perene nos longos períodos sem precipitação depende da água armazenada no solo.

A diferenciação dos horizontes ou camadas do solo pode influenciar marcadamente a quantidade de água disponível e o seu movimento no solo. A existência de camadas impermeáveis reduz drasticamente o fluxo da água e a penetração das raízes das plantas, diminuindo assim a espessura do solo da qual a água pode ser extraída. Por outro lado, a ocorrência de camadas de textura grosseira pode causar restrições ao movimento da água proveniente de camadas subjacentes de textura mais fina.

9.3.3. Mecanismos de fornecimento de água às plantas

O acesso das raízes à água armazenada no solo para satisfazer as necessidades de desenvolvimento das plantas envolve no essencial dois fenómenos: o movimento da água por capilaridade nos poros e canaliculos do solo e o crescimento das raízes em direcção aos locais do solo com água disponível.

MOVIMENTO CAPILAR

A absorção de água pelas plantas e a evaporação reduzem a quantidade de água presente no solo e o respectivo potencial, ao mesmo tempo que dão origem ao surgimento de gradientes de potencial que são favoráveis ao movimento lateral ou ascendente da água do solo, que ocorrerá a velocidade dependente da magnitude daqueles gradientes e da condutividade hidráulica. Todavia, como esta sofre uma redução bastante severa mesmo quando o solo ainda apresenta teores de água elevados, o *movimento da água só será efectivo a curta distância para abastecer as raízes*. Poderá suceder, por exemplo, que a zona adjacente às raízes se encontre consideravelmente dessecada, enquanto a escassos centímetros o solo se mantém plenamente abastecido de água.

Quando o teor de água do solo está próximo da capacidade de campo, o movimento da água em direcção às zonas dessecadas pode ser relativamente importante em solos de textura arenosa, mas nos de textura fina e mal agregados o movimento tenderá a ser lento e a quantidade de água transportada diminuta. No entanto, em condições de maior secura e com a água a potenciais mais baixos, os solos de textura argilosa serão capazes de conduzir mais água por capilaridade do que os de textura arenosa, visto que nessas condições de humidade estes terão bastante menos poros ainda preenchidos com água e em condições de a conduzirem (ver 9.2.2 e Figuras 14 e 15).

O reduzido alcance do movimento e o pequeno fluxo de água que em regra ocorre no solo por capilaridade não significa que a água fornecida às plantas por este processo seja sempre insignificante. De facto, plantas com sistemas radiculares bem distribuídos no solo, cujas raízes estejam separadas entre si por escassos centímetros, podem beneficiar apreciavelmente da água assim transportada.

CRESCIMENTO E DISTRIBUIÇÃO DAS RAÍZES E CONTACTO DESTAS COM O SOLO

O aproveitamento da água do solo pelas plantas é consideravelmente aumentado pelo rápido crescimento radicular que assegura o estabelecimento de contacto entre o solo e as raízes e permite a exploração de locais do solo em que existe água disponível, de modo a satisfazer as necessidades hídricas da vegetação.

Contudo, a maior limitação à eficácia do crescimento radicular para o suprimento das necessidades hídricas das plantas advém do facto de as raízes raramente contactarem directamente com mais de 1 a 2 % da área superficial das partículas do solo. Em consequência, poder-se-á admitir que **i)** a maior parte da água que as plantas absorvem se move do solo para as raízes por capilaridade, ainda que o alcance deste movimento seja limitado, e **ii)** o crescimento das raízes e o movimento da água por capilaridade são formas complementares de suprimento de água às plantas.

A capacidade de as plantas absorverem água depende em muito da distribuição das raízes no solo. O sistema radicular da maior parte das plantas, tanto anuais como perenes, concentra-se sobretudo nos 25-30 cm superficiais. As espécies perenes desenvolvem algumas raízes profundas (> 3 m) e são capazes de absorver grande quantidade de água de camadas mais profundas do solo. Contudo, é provável que, mesmo nestes casos, a maior parte da absorção ocorra a partir das camadas superiores do solo, desde que as mesmas estejam devidamente providas de água. Se assim não suceder, qualquer planta, mesmo anual, satisfará a maior parte das suas necessidades hídricas a partir das camadas subsuperficiais do solo, a menos que a sua exploração seja inibida por condições físicas ou químicas adversas.

A absorção de água pelas raízes depende muito do contacto entre as suas células corticais (exteriores) e o solo. Em condições de *stress* hídrico as células corticais desidratam-se e as raízes contraem-se. Tais circunstâncias ocorrem durante períodos quentes e secos e são mais severas durante o dia, quando a evapotranspiração é máxima. Em consequência, as raízes podem contrair-se em cerca de 30 %, o que reduz substancialmente o seu contacto com o solo e a absorção de água e de nutrientes pelas plantas. A taxa de absorção de água torna-se então demasiado baixa para a maioria das plantas, com excepção das xerófitas, as quais, nestas condições, podem beneficiar significativamente de água translocada no estado de vapor.

Exercícios e questões relativos à água do solo

- 1 –** Num solo cujo horizonte Ap tem um teor em elementos grosseiros de 10% e uma massa volúmica aparente (determinada com amostras não perturbadas) de $1,4 \text{ g cm}^{-3}$, o teor de água a 1500 kPa determinado na terra fina foi de $0,12 \text{ g g}^{-1}$. Em condições de campo, o teor de água correspondente à água utilizável é de 180 mm m^{-1} .
- Calcule o teor de água (em $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) correspondente à “capacidade de campo” deste horizonte.
 - Calcule a proporção da porosidade ocupada pela “água não utilizável”, pela “água utilizável” e pela “porosidade de arejamento”.
 - Determine o respectivo “Índice de vazios”.
- 2 –** Um solo cujo horizonte Ap tem 20 cm de espessura apresenta as seguintes características:
 Porosidade total – 43%;
 Teor de água correspondente à capacidade de campo – $0,30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$;
 Teor de água a 15 bares – $0,12 \text{ g g}^{-1}$.
- Calcule o teor de água disponível para as plantas existente nesse horizonte quando o solo se encontra à capacidade de campo;
 - Determine o volume dos poros ocupados por ar quando o solo tiver a sua capacidade utilizável satisfeita em 50%.
 - Se o horizonte em causa tivesse 500 g kg^{-1} de argila e 350 g kg^{-1} de areia, haveria razões para supor que houvesse problemas de compactação?
- 3 –** O horizonte Ap de um dado solo tem 35 cm de espessura e apresenta as seguintes características:
 Massa volúmica aparente – $1,3 \text{ g cm}^{-3}$
 Teor de água correspondente à capacidade de campo – $0,23 \text{ g g}^{-1}$
 Teor de água a 1500 kPa – $0,14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$
 Proporção de elementos grosseiros – 0 %.
- Se se pretendesse manter o teor de água desse horizonte a um nível mínimo correspondente a 60% da sua capacidade utilizável, demonstre que era necessário regar o solo quando o seu teor de humidade fosse de $0,18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.
 - Se nessa ocasião tivesse ocorrido uma precipitação de 30 mm, prove que a mesma teria sido insuficiente para conduzir todo o horizonte Ap à capacidade de campo. Considere desprezáveis as perdas por evaporação ou escoamento superficial.
 - Que volume de água seria necessário adicionar, por hectare, para humedecer a parte restante do horizonte Ap?
- 4 –** Uma coluna de solo de textura arenosa-franca com 10 cm de altura e 5 cm de diâmetro, foi saturada com água. Quando sobre a mesma se manteve uma altura constante de água de 8 cm, o volume de água que, no período de 1 hora, a atravessou foi de 420 cm^3 . Calcule a condutividade hidráulica do solo, apresentando pormenorizadamente o cálculo do gradiente de carga hidráulica.

R:

- 1a)** $0,33 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; **1b)** 32%, 38% e 30%, respectivamente; **1c)** $I_v=0,894$.
2a) $0,119 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; **2b)** $0,19 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; **2c)** Sim: em geral, em solos de textura argilosa, $M_{vap} \leq 1,2 \text{ g cm}^{-3}$.
3a) Sim: θ_v actual ($0,18 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) < θ_v a 60% da CU ($0,236 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); **3b)** Seriam humedecidos apenas 25 cm de solo; **3c)** $120 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$
4) $3,31 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$
-

5 – Os dados do Quadro abaixo respeitam a três solos de textura desconhecida.

- a) Represente graficamente as curvas características da água dos solos A, B e C, utilizando uma escala logarítmica para exprimir o potencial matricial.
- b) Calcule a massa volúmica aparente destes solos, admitindo que nenhum deles é susceptível de expansão ou contracção.
- c) Qual o volume de água utilizável pelas plantas, expresso em mm de altura de água, que os solos A e B podem conter num metro de espessura?
- d) Que textura deverão possuir os solos A e B? Explique.
- e) Os solos B e C têm textura idêntica, mas um deles está compactado. Diga qual e aponte dois critérios que o demonstrem.
- f) Se amostras não perturbadas dos solos A e B ficassem em contacto quando o teor de água de ambas fosse de $\approx 40\%$ (em volume) qual delas cederia água à outra? Seria também assim se o teor de humidade (volumétrico) de ambas fosse de $\approx 15\%$? Explique.

Ψ matricial (kPa)	Teor de água volumétrico (%)		
	Solo A	Solo B	Solo C
0	44	56	49,5
2	43,5	55	49
5	38	52,5	48
10	22,5	45	46
30	12,5	30	38
100	7	21	22,5
1 000	5,3	13,8	13,8
1 500	5,2	13,3	13,3
2 000	5,1	13	13

6 – Um solo profundo, com drenagem desimpedida, apresenta um horizonte A com 25 cm de espessura e com uma massa volúmica aparente de $1,4 \text{ Mg m}^{-3}$. Os teores de água a -10 kPa e a $-1 500 \text{ kPa}$, são $0,22 \text{ g g}^{-1}$ e $0,09 \text{ g g}^{-1}$, respectivamente.

- a) Apresente o valor da respectiva capacidade de armazenamento de água útil i) em termos de volume de água por hectare e ii) expresso numa altura equivalente de água.
- b) Acharia credível a informação de que, dois dias após uma copiosa chuvada de 50 L m^{-2} , o teor de água em tal horizonte era de $0,35 \text{ g g}^{-1}$? Explique.

7 – Quais são as duas maiores diferenças entre o movimento da água em solo saturado e em solo insaturado? Explique.

8 – Que influência têm a textura e o teor de matéria orgânica do solo no volume de água disponível para as plantas? Aponte quatro razões que justifiquem o facto de a compactação do solo reduzir aquele volume. Explique.

9 – Se o contacto entre as raízes das plantas e as partículas do solo raramente excede 1 a 2% da área superficial destas, como se explica que as plantas consigam absorver muito mais do 1 a 2% da água ligada àquelas superfícies?

Referências bibliográficas

- Baver, L. D, Gardner, W. H, & Gardner, W. R. 1972. *Soil Physics*, 4th ed. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Botelho da Costa, J. 1954. *Pedologia e Conservação do Solo. Aulas Práticas*. ISA, Lisboa.
- Botelho da Costa, J. 1973. *Caracterização e Constituição do Solo*. Com revisão e aditamentos de A. L. Azevedo e R. P. Ricardo. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Brady, N. C. & Weil, R. R. 2008. *The Nature and Properties of Soils*. (14th Edition). Pearson Education, New Jersey.
- Hillel, D. 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- Jury, A. W., Gardner, W. R. & Gardner, W. H. 1991. *Soil Physics*. 5th ed. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Kirkham, M. B. 2005. *Principles of soil and plant water relations*. Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- Muñoz-Carpena, R. 2015. *Field Devices for Monitoring Soil Water Content*. Bulletin 343, University of Florida, Agricultural and Biological Engineering Department, UF/IFAS Extension, Florida.
- Or, D. & Wraith, J. M. 2002. Soil Water Content and Water Potential Relationships. *In*: Arthur W. Warrick (ed), *Soil Physics Companion*, pp. 49-84. CRC Press LLC, Boca Raton, Florida.
- Shukla, M. K. 2014. *Soil Physics - An Introduction*. CRC Press, Taylor & Francis Group Boca Raton, Florida.
- Topp, C. G. & Ferré, P. A. 2002. The Soil Solution Phase. *In* J.H. Dane & G. C. Topp (eds), *Methods of Soil Analysis, Part 4 Physical Methods*, pp. 417-757. SSSA Book Series, 5. Soil Science Society of America, Inc.. Madison, Wisconsin.

ANEXO 1

Determinação da condutividade hidráulica saturada do solo

- **Material**

- Permeâmetro de vidro, tapado numa extremidade com rede de *nylon*
- Régua graduada
- Cronómetro
- Funil
- Copos de forma alta de 250 cm³
- Suporte para os permeâmetros
- Sistema de alimentação de água por sifão, com nível constante
- Saibro quartzoso
- Provetas graduadas

- **Modo operativo**

1. Tomar um peso conveniente de material do solo crivado a 2 mm (na generalidade dos casos, cerca de 50 g). Sugere-se a realização de trabalho com diferentes amostras de solo, para efeitos de comparação.
2. Introduzir no permeâmetro o saibro quartzoso, previamente molhado, de modo a constituir uma camada de suporte com 2 cm de espessura.
3. Colocar o permeâmetro num copo de 250 cm³ de forma alta e preencher com água destilada até que o nível, dentro e fora do permeâmetro fique situado aproximadamente 2 cm acima da parte superior da camada quartzosa.
4. Lançar o material do solo no interior do permeâmetro, em pequenas quantidades, de forma que aquele fique imediatamente mergulhado na água, adicionando alternadamente mais água e solo e imprimindo ao permeâmetro pequenos movimentos de rotação, de forma a homogeneizar a distribuição do material do solo. Repetir esta operação até que a altura total de solo seja de 7 a 10 cm.
5. Terminado o enchimento, colocar o permeâmetro num suporte e ligá-lo, através de um sifão, a uma tina de nível constante, com água destilada. Regular a posição do permeâmetro para que a altura da água acima do nível do material do solo seja a correspondente à carga pretendida.
6. Colocar um copo sob o permeâmetro a recolher a água percolada, durante uma hora.
7. Ao fim de uma hora, retirar o copo com água percolada, que será medida numa proveta graduada, e colocar outro copo vazio, repetindo-se esta operação em intervalos de uma hora até que o caudal atinja valor constante.

Calcular o valor da condutividade hidráulica saturada através da expressão;

$$K = \frac{Q \times L}{A \times \Delta H}$$

em que:

K = condutividade hidráulica saturada (cm s⁻¹)

Q = caudal (volume de água que passa na unidade de tempo (cm³ s⁻¹))

L = espessura da coluna de solo (cm)

A = área da secção transversal perpendicular à direcção do movimento (cm²)

ΔH = diferença de carga hidráulica (cm).

ANEXO 2

Avaliação do alcance do movimento ascensional da água no solo a partir de uma superfície de água livre

- **Material**

- Tubos de vidro com 105 cm de comprimento e cerca de 1,5 cm de diâmetro, com escala graduada de 5 em 5 mm e tendo uma extremidade tapada com gaze
- Suporte para colocação dos tubos
- Tina de água com nível constante
- Funil
- Marcador

- **Modo operatório**

1. Encher os tubos com terra fina até à altura de 100 cm, sempre do mesmo modo, batendo ligeiramente com o tubo no chão, ou na bancada, de modo a facilitar a arrumação das partículas terrosas. Sugere-se a realização de trabalho com diferentes amostras de solo, para efeitos de comparação.
2. Dispõem-se os tubos no suporte, em bateria, mergulhando a extremidade inferior 1 cm num recipiente contendo água destilada.
3. Marcar o nível atingido pela água no tubo ao fim de intervalos de tempo pré-estabelecidos (1, 5, 20 minutos, uma hora, e por períodos de 24 horas, durante 7 ou mais dias).
4. Finalmente determinam-se as alturas, medindo as distâncias marcadas nos tubos.
5. Calcular, a partir dos valores obtidos, a velocidade do movimento ascensional e a sua variação ao longo do tempo, bem como o raio médio dos capilares preenchidos com água em cada período, utilizando para o efeito a expressão:

$$h = \frac{2\tau}{\rho g r}$$

em que:

h é a altura atingida pela água (m)

τ é a tensão superficial da água (0,0728 N m⁻¹, a 20 °C)

ρ é a massa volúmica da água (≈1 000 kg m⁻³)

g é a aceleração da gravidade (≈9,81 m s⁻²)

r é o raio do capilar (m)

ÍNDICE

Introdução	1
ESTRUTURA E PROPRIEDADES DA ÁGUA	1
<i>Forças de Coesão e Adesão (Adsorção)</i>	2
<i>Tensão superficial</i>	3
<i>Capilaridade</i>	4
9.1. Retenção de água pelo solo	5
9.1.1. Teor do solo em água	6
FORMAS DE EXPRESSÃO	6
MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DO TEOR DE ÁGUA DO SOLO	8
9.1.2. Estado energético da água do solo	10
POTENCIAL DA ÁGUA DO SOLO	10
EXPRESSÃO QUANTITATIVA DO POTENCIAL DA ÁGUA DO SOLO	13
9.1.3. Caracterização das relações solo-água	14
CURVAS CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA DO SOLO	14
MEDIÇÃO DO POTENCIAL DA ÁGUA DO SOLO	17
9.2. Movimento da água no solo	19
9.2.1 Movimento em solo saturado	19
9.2.2. Movimento em solo insaturado	22
9.2.3. Movimento ascensional da água no solo	23
9.2.4. Infiltração da água no solo	25
9.3. Teor e estado energético da água do solo e sua disponibilidade para as plantas	28
9.3.1 Descrição qualitativa do teor de água do solo e sua correspondência com algumas constantes de humidade.	28
<i>Capacidade máxima de retenção de água</i>	28
<i>Capacidade de campo</i>	29
<i>Coeficiente de emurchecimento permanente</i>	30
<i>Coeficiente higroscópico</i>	31
DETERMINAÇÃO LABORATORIAL DOS LIMITES SUPERIOR E INFERIOR DE ÁGUA ÚTIL: CONSTANTES DE HUMIDADE	31
9.3.2. Factores que afectam a quantidade de água disponível para as plantas	32
EFEITO DA TEXTURA E DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA	32
EFEITOS DA COMPACTAÇÃO DO SOLO NO POTENCIAL MATRICIAL, NO AREJAMENTO E NO CRESCIMENTO RADICULAR	34
POTENCIAL OSMÓTICO	36
ESPESSURA DO SOLO E DIFERENCIAÇÃO DOS RESPECTIVOS HORIZONTES	36
9.3.3. Mecanismos de fornecimento de água às plantas	37
MOVIMENTO CAPILAR	37
CRESCIMENTO E DISTRIBUIÇÃO DAS RAÍZES E CONTACTO DESTAS COM O SOLO	38
Exercícios e questões relativos à água do solo	39
Referências bibliográficas	41
Anexo 1 - Determinação da condutividade hidráulica saturada do solo	<i>i</i>
Anexo 2 - Avaliação do alcance do movimento ascensional da água no solo a partir de uma superfície de água livre	<i>iii</i>