

Capítulo 7

Relações Solo-Água-Planta

Francisco L. Santos, Carlos A. Alexandre, Renato R. Coelho
*ICAAM - Instituto de Ciências Agrárias e Ambientais Mediterrânicas,
Escola de Ciência e Tecnologia
Universidade de Évora*

1. Introdução

O interesse nas relações solo-água-plantas decorre do facto de constituírem conhecimento essencial e suporte indispensável para aplicações em áreas tão diversas e tradicionais como a agricultura, biologia, hidrologia e hidrogeologia, engenharia dos recursos hídricos e engenharia do ambiente, estendendo-se a outras áreas como a bio-remediação e o controlo de solutos e poluentes no solo e nas águas. O capítulo aborda o âmbito da ciência e da física do solo, a metodologia de estudos dos fenómenos aí tratados e prossegue com a descrição e quantificação dos elementos que constituem as fases do solo. A descrição da fase sólida limita-se às características gerais que permitem diferenciar os solos entre si, e relacioná-los com os fenómenos rápidos de transferência de água e de solutos. Aspectos específicos da interação entre as fases sólida e líquida são detalhados, com abordagem das metodologias mais usadas na caracterização da capacidade geral de armazenamento do solo. Prossegue-se com a análise do estado energético da água e dos fenómenos e leis que explicam a sua retenção no solo, transporte e ascensão para a planta, através das raízes. Expõe-se os conceitos e as leis físicas do movimento e da dinâmica da fase líquida, e os métodos e técnicas de avaliação de escoamentos e fluxos no solo e na planta. Para o aprofundamento dos temas, a bibliografia oferece múltiplas referências.

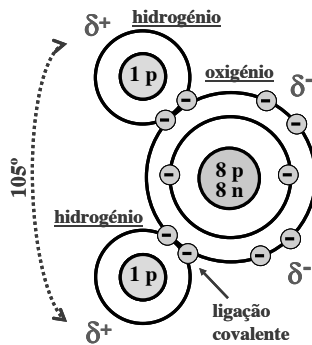
2. Água, solo e planta

O solo é o meio natural para o desenvolvimento das plantas terrestres, multi-fásico e cuja composição varia no espaço e no tempo. As transferências de água associados à sua fase fluida são fenómenos rápidos que exercendo uma influência determinante sobre as condições e os ritmos de crescimento das plantas afetam a sua evolução e as suas

35 características. Como a maior parte dos fenómenos rápidos no solo têm
36 origem externa, seja pela interação solo-planta ou pela ação de agentes
37 atmosféricos como a chuva ou as trocas térmicas, ao estudo e descrição
38 dos processos que aí decorrem associam-se também os estudos do sistema
39 planta-atmosfera

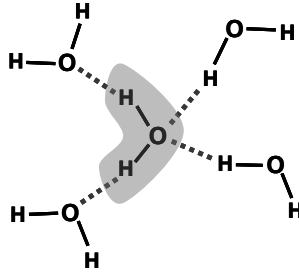
40 2.1 Molécula e propriedades da água

41 A molécula de água é composta por dois átomos de hidrogénio
42 fortemente unidos a um átomo de oxigénio por ligações covalentes
43 (Figura 7.1). Tem uma massa molar de 18 g, correspondendo a 8 protões e
44 8 neutrões do oxigénio e um protão de cada hidrogénio (os electrões têm
45 massa praticamente nula).



46 Figura 7.1. Representação esquemática da estrutura da molécula de água. O
47 grande núcleo do átomo de oxigénio, com 8 protões (p) e 8 neutrões (n), atrai os
48 eletrões originando a formação de polos com cargas parciais positivas (δ^+) junto
49 aos hidrogénios e cargas negativas (δ^-) junto ao oxigénio. Estas cargas parciais
50 permitem estabelecer ligações eletrostáticas entre moléculas de água ou com
51 outras moléculas próximas.

52 A disposição espacial dos três átomos não é linear, o ângulo de
53 inserção dos hidrogénios é de 105° . Este facto, aliado à grande massa e
54 forte carga positiva do núcleo do oxigénio, conduz a um desequilíbrio na
55 distribuição dos eletrões na molécula, ou seja, estabelecem-se dois locais
56 com predominância de cargas negativas (δ^-) e outros dois com
57 predominância de cargas positivas (δ^+). A molécula, embora neutra, fica
58 polarizada, levando ao estabelecimento de ligações eletrostáticas entre
59 moléculas de água próximas, as chamadas Pontes de Hidrogénio (Figura
60 7.2).



61 Figura 7.2. Representação esquemática das ligações por pontes de hidrogênio
 62 (linhas tracejadas) entre uma molécula de água (ao centro, sombreada) e quatro
 63 moléculas de água vizinhas.

64 Estas pontes têm três características básicas: são ligações muito
 65 fracas, são muito efémeras, mas são muito numerosas. Fracas porque se
 66 quebram facilmente, a energia de dissociação (pouco mais de 20 kJ mol^{-1})
 67 é cerca de 20 vezes menor que a da ligação covalente O-H
 68 (aproximadamente 450 kJ mol^{-1}); efémeras porque duram apenas alguns
 69 picosegundos (10^{-12} segundos), fazem-se e desfazem-se continuamente,
 70 uma molécula está ligada a outras três mas daí a uma fração de segundo
 71 já está unida a outras; mas são efetivamente muito numerosas. Cada
 72 molécula de água, no estado líquido a $25 \text{ }^\circ\text{C}$ à pressão atmosférica,
 73 estabelece, em média, 3,4 pontes de hidrogênio. No máximo haverá 4
 74 pontes (no estado sólido) e no mínimo zero pontes (vapor de água¹).

75 Estas três características muito particulares das pontes de
 76 hidrogênio (fracas e efémeras, mas muitas), vão-se traduzir nas
 77 propriedades únicas que a água apresenta.

78 A água é praticamente incolor, absorve uma fração importante da
 79 radiação solar infravermelha mas apenas alguma radiação visível, na
 80 região do vermelho (pico a cerca de 700 nm), o que lhe confere uma cor
 81 ligeiramente azulada (a cor do mar).

82 A água é um líquido em CNTP e apresenta pontos de
 83 solidificação e ebulição de 0°C e 100°C , respetivamente. Em contraste, por
 84 exemplo, o sulfureto de hidrogênio (H_2S), uma molécula semelhante à
 85 água, apresenta pontos de fusão e ebulição de $-82 \text{ }^\circ\text{C}$ e $-60 \text{ }^\circ\text{C}$. Esta enorme
 86 diferença deve-se às pontes H entre as moléculas de água que permitem,
 87 por um lado, a solidificação a uma temperatura relativamente elevada (0

¹ Quando temos gotículas de água, como no caso das nuvens ou neblina, obviamente haverá pontes de H entre as moléculas de cada gotícula.

88 °C) e, por outro, exigem uma elevada energia e temperatura para que se
89 dê a ebulição.

90 O grande número de pontes H é também responsável por outras
91 importantes propriedades da água, nomeadamente o elevado calor
92 específico ($1 \text{ kcal kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), porque há um grande consumo de energia
93 para aumentar a agitação (temperatura) das moléculas de água, e o
94 elevado calor latente de vaporização (cerca de 40 kJ mol^{-1}), já que é
95 necessário fornecer muito calor para quebrar as pontes H que ligam uma
96 molécula de água às vizinhas e permitir, assim, a sua libertação para o
97 estado gasoso.

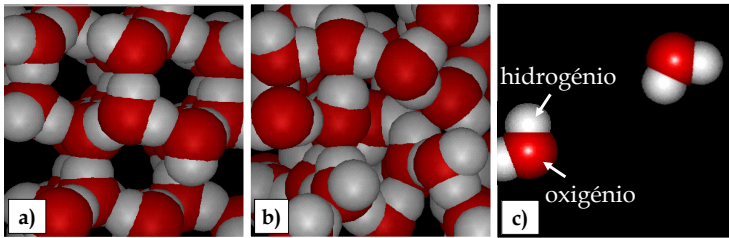
98 A elevada coesão entre moléculas de água e a elevada adesão a
99 outras substâncias deve-se também às pontes H. Estas duas propriedades,
100 associadas, conferem à água um elevado poder de capilaridade (a
101 capacidade de ascensão contra a força da gravidade num tubo estreito)
102 devido, por um lado, à forte adesão às paredes do tubo e, por outro, à
103 grande tensão superficial causada pela união entre as moléculas de água.

104 Apesar desta elevada coesão, a água tem uma viscosidade
105 (resistência ao fluxo) relativamente baixa (aproximadamente 1 mPa s^{-1} a
106 $20 \text{ }^\circ\text{C}$). A elevada fluidez da água deve-se à curta duração de cada ponte
107 H, o que permite que duas moléculas de água estejam ligadas entre si
108 num dado momento mas, passados alguns picossegundos, estejam
109 ligadas a outras.

110 A polarização da molécula de água confere-lhe também uma
111 solubilidade muito elevada e muito universal. Elevada porque pode
112 dissolver uma grande quantidade de solutos (1 litro de água pode
113 dissolver 360 g de sal e mais de 2 kg de açúcar). Muito universal porque a
114 maioria das substâncias é solúvel em água. Estas duas propriedades
115 fazem da água um bom meio de transporte de nutrientes.

116 Outra característica interessante da água é a relação entre a
117 densidade e a temperatura. No estado líquido tem densidade máxima
118 (1000 kg m^{-3}) a 4°C , diminuindo ligeiramente a maiores temperaturas (e.g.
119 996 kg m^{-3} a $30 \text{ }^\circ\text{C}$). No estado sólido a densidade é consideravelmente
120 menor (917 kg m^{-3} a $0 \text{ }^\circ\text{C}$). Este aumento de cerca de 9% no volume do
121 gelo, relativamente à água no estado líquido (Figura 7.3), deve-se ao facto
122 de, no estado sólido, se estabelecerem 4 pontes de H por molécula,
123 originando-se uma estrutura cristalina que deixa mais espaços entre as
124 moléculas de água.

125
126



127 Figura 7.3. Representação da disposição das moléculas de água em três estados.
 128 No estado sólido (a) forma-se um cristal o que leva ao aumento do espaço entre as
 129 moléculas e, conseqüentemente, do seu volume relativamente ao estado líquido
 130 (b). No estado gasoso as moléculas de água estão muito afastadas não havendo
 131 pontes de hidrogénio entre elas (Retirado de
 132 <http://www.nyu.edu/pages/mathmol/textbook>)

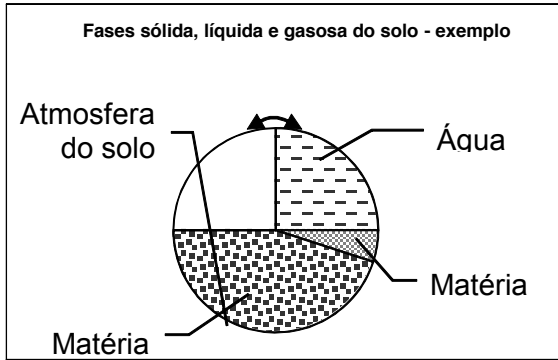
133 A baixa compressibilidade da água ($5,1 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ a $0 \text{ }^\circ\text{C}$) no
 134 estado líquido, uma propriedade muito importante na regulação da
 135 pressão celular e fenómenos de osmose nas plantas, deve-se precisamente
 136 à grande proximidade, portanto pouco espaço, entre as moléculas de água
 137 no estado líquido.

138 2.2 Arquitetura do solo

139 O solo constitui a cobertura da superfície da terra em cerca de
 140 80% da área emersa (continentes e ilhas). É a própria interface, e o
 141 resultado da interação ao longo do tempo, entre a litosfera, a atmosfera, a
 142 hidrosfera e a biosfera. Como “material não consolidado, mineral ou
 143 orgânico, existente à superfície da terra e que serve de meio natural para o
 144 crescimento das plantas” (SSSA, 2008), é um recurso vital para as
 145 sociedades humanas.

146 Uma propriedade fundamental do solo é a sua anisotropia, ou a
 147 grande variabilidade das suas características em todas as direções do
 148 espaço. A expressão dessa variabilidade na direção vertical é dada pela
 149 estratificação de horizontes e camadas que, no seu conjunto, representam
 150 o perfil do solo. No mesmo perfil de solo cada horizonte apresenta
 151 materiais específicos e que podem ser muito contrastantes com os de
 152 horizontes contíguos. O material do solo é um sistema heterogéneo,
 153 polifásico, particulado, disperso e poroso (Hillel, 1998). Heterogéneo
 154 porque apresenta muitos tipos de substâncias numa mistura não
 155 homogénea. Polifásico porque inclui matéria sólida, líquida e gasosa
 156 (Figura 7.4). Particulado e disperso por ser constituído por partículas que
 157 se podem separar umas das outras e que totalizam uma enorme área
 158 superficial. Poroso por apresentar espaços vazios entre as partículas

159 sólidas, ocupados por ar e água – esta última também designada como
160 solução do solo, devido aos solutos que apresenta.



161 Figura 7.4 - Proporção tipo entre a fase sólida e os poros do solo, ocupados com
162 fase líquida e gasosa.

163 2.2.1 Textura

164 A fase sólida é constituída por matéria mineral, matéria orgânica
165 ou húmus e organismos do solo, dividindo-se a matéria mineral em
166 partículas individuais e agregados. Uma das propriedades fundamentais
167 do solo é a distribuição granulométrica das suas partículas individuais, ou
168 seja, a textura. A textura pode apresentar variações enormes de horizonte
169 para horizonte e é extremamente importante para propriedades como a
170 capacidade de retenção de água e de elementos químicos no solo, bem
171 como para a permeabilidade à água e ao ar, embora estas últimas
172 dependam também do arranjo das partículas compostas, ou agregados, e
173 dos espaços vazios entre elas, ou seja da estrutura do solo.

174 A textura corresponde à distribuição granulométrica, ou do
175 tamanho, das partículas minerais do solo. Assume-se geralmente que o
176 tamanho das partículas é bem representado pelo seu diâmetro
177 equivalente (diâmetro da partícula esférica equivalente a cada partícula
178 de solo). Na sua versão mais comum a determinação da textura implica a
179 quantificação das seguintes classes de partículas primárias ou
180 individualizadas:

181 1) Terra fina (diâmetro < 2 mm) e elementos grosseiros
182 (diâmetro > 2 mm).

183 2) Divisão da terra fina em três classes – areia, limo e argila.

184 A textura do solo é expressa pela proporção de areia, limo e
 185 argila, complementada pela abundância de elementos grosseiros.

186 Existem vários sistemas de divisão das classes de partículas que
 187 constituem a terra fina. No Quadro 7.1 indicam-se os 3 sistemas mais
 188 usados no âmbito das Ciências do Solo. Em todos estão representadas as
 189 três principais classes – areia, limo e argila – sendo o limite inferior da
 190 areia (ou limite superior do limo) a principal diferença entre eles. As
 191 diferenças entre estes sistemas acentuam-se ao nível das subclasses.

192 Em Portugal é adotada a escala de Atterberg, recomendada pela
 193 International Union of Soil Sciences (IUSS), que divide a areia em 2
 194 subclasses e cria um total de 4 classes: areia grossa (2- 0,2 mm), areia fina
 195 (0,2- 0,02 mm), limo (0,02- 0,002 mm) e argila (<0,002 mm). No Quadro 7.1
 196 estas classes podem ser comparadas com as classes adoptadas no USDA e
 197 na FAO.

198 Quadro 7.1 - Classes de partículas de acordo com o sistema adotado em Portugal
 199 para a textura do solo (IUSS) e comparação com dois sistemas muito
 200 generalizados (USDA e FAO). Valores em μm .

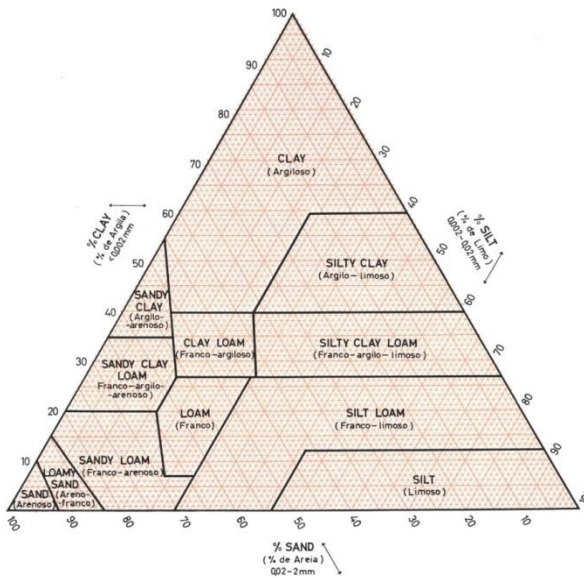
Classes principais	Cls. secund. (IUSS)	IUSS ¹	USDA ²	FAO ³	Cls. secund. (USDA e FAO)
		2000	2000	2000	Areia muito grossa
	Areia grossa		1000	1250	Areia grossa
Areia (<i>sand</i>)			500	630	Areia média
	Areia fina	200	250	200	Areia fina
		20	50	63	Limo grosso
Limo (<i>silt</i>)				20	Limo fino
Argila (<i>clay</i>)		2	2	2	Argila

¹ Sistema baseado na escala de Atterberg e adoptado pela International Society Soil Sciences (ISSS), actualmente International Union of Soil Sciences (IUSS).

² United States Department of Agriculture (USDA).

³ Food and Agriculture Organization das Nações Unidas (FAO).

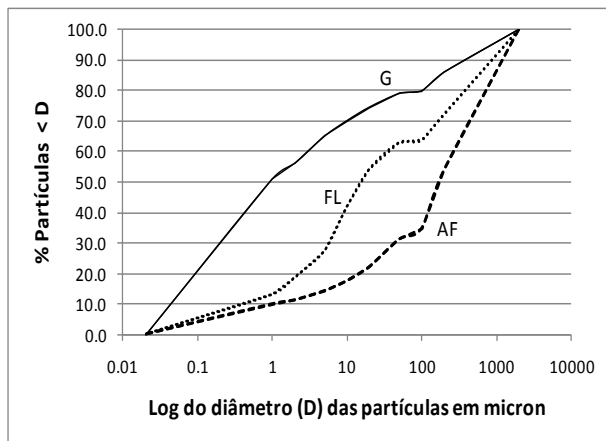
202 As combinações (teoricamente ilimitadas) das 3 classes principais
 203 de partículas são divididas em 12 classes texturais diferentes, cada uma
 204 agrupando valores de textura próximos e, por conseguinte, também
 205 comportamentos semelhantes de outras propriedades do solo
 206 dependentes da textura. Com base nos valores de areia, limo e argila de
 207 uma dada amostra de solo, pode determinar-se a sua classe de textura
 208 através do diagrama triangular da Figura 7.5, que representa o diagrama
 209 triangular do USDA adaptado para as classes de partículas do IUSS por
 210 Gomes & Silva (1962).



211
 212 Figura 7.5 - Diagrama triangular das classes texturais de acordo com a
 213 classificação granulométrica da IUSS adaptado por Gomes & Silva (1962).

214 À semelhança de outros materiais particulados a textura do solo
 215 também se pode representar através de curvas de distribuição
 216 granulométrica mais ou menos detalhadas consoante os métodos de
 217 análise utilizados e os objetivos pretendidos. Na Figura 7.6 podem
 218 observar-se exemplos de curvas de distribuição granulométrica
 219 cumulativa que permitem conhecer a representação de classes de
 220 partículas muito mais detalhadas do que as 3 classes de areia, limo e
 221 argila. Na curva de distribuição de um dado solo obtem-se na escala das
 222 ordenadas a percentagem de partículas inferiores a um dado diâmetro
 223 indicado em abcissas (em escala logarítmica na figura).

224



225 Figura 7.6 - Curvas de distribuição granulométrica cumulativa para 3 horizontes
 226 (terra fina) com classes texturais diferentes: G - argilosa, FL - Franco-limosa, AF -
 227 areno-franca.

228 2.2.2 Estrutura

229 Em geral a textura não é suficiente para explicar, por exemplo,
 230 propriedades como a permeabilidade à água e ao ar. Estas propriedades
 231 dependem em grande medida da distribuição dos vazios ou poros do
 232 solo, a qual é condicionada não só pela distribuição granulométrica das
 233 partículas primárias mas, também, pelas partículas compostas do solo, os
 234 agregados ou pedes, cujo arranjo ou organização, em conjunto com as
 235 partículas primárias e os poros, traduz o que se designa por estrutura do
 236 solo. Embora possam existir solos apédicos, isto é sem agregados ou
 237 pedes, todos os solos tem estrutura.

238 Tal como a textura também a estrutura do solo pode sofrer
 239 grandes variações ao longo do perfil, por vezes com alterações bruscas
 240 entre horizontes contíguos.

241 A estrutura do solo apresenta uma natureza hierárquica,
 242 manifestando-se desde dimensões submicrométricas, com a associação
 243 entre algumas partículas de argila ou entre estas e o húmus, até
 244 macroagregados com algumas dezenas de centímetros, compostos por
 245 vários níveis de organização entre estes dois limites.

246 A caracterização mais comum da estrutura do solo compreende a
 247 descrição da sua macroagregação com a indicação do tipo, classe e grau.
 248 O tipo traduz a forma dos agregados, considerando-se em geral os
 249 seguintes tipos e subtipos (Quadro 7.2): esferoforme (granular e
 250 grumoso), laminoforme, prisforme (prismático e colunar) e anisoforme

251 (anguloso e subanguloso). O tipo anisoforme tem forma irregular e com
 252 desenvolvimento aproximadamente igual em todas as direções.

253 Quadro 7.2 – Principais tipos de estrutura do solo, ações predominantes na sua
 254 formação, tipos de classes (dimensão) e principais horizontes do solo onde
 255 ocorrem.

Solos e ações de agregação	Tipo de estrutura	Classes	Horizontes
Solos apédicos			
	Grãos soltos		A, E, C
	Massiva (coesa)		A, C
	Estratificada (coesa)		A, C
Solos agregados - agregação com predomínio de ações de:			
- ligação (origem biótica)	Granular (GA)	I	A
	Grumosa (GU)		A
	Anisoforme subangulosa (AS)		A, B
	Anisoforme angulosa (AA)	II	A, B
- separação (origem abiótica)	Prismática (PR)		B
	Colunar (CO)	III	B
	Laminar (LA)	I	Ap, B
- fragmentação e compactação (origem antrópica)	Fragmentada em grânulos e torrões (FR)	II	Ap*

* Ap - horizonte superficial mobilizado.

256
 257 As classes referem-se ao tamanho dos agregados, variando de
 258 acordo com o tipo de agregação, como se pode ver no Quadro 7.3.

259 Quadro 7.3 – Classes de macroagregação do solo.

	Classes	Tipo de classes (valores em mm)		
		I (GA, GU, LA)	II (AA, AS, FR)	III (PR, CO)
1	Muito fina	< 1	< 5	< 10
2	Fina	1 - 2	5 - 10	10 - 20
3	Média	2 - 5	10 - 20	20 - 50
4	Grosseira	5 -10	20-50	50 -100
5	Muito grosseira	> 10	> 50	> 100

260
 261 O grau refere-se à abundância da agregação relativamente à
 262 restante massa do solo e reflete também a resistência dos agregados ou a
 263 sua estabilidade. É comum adotarem-se 4 graus: sem agregação (0 - solos
 264 apédicos), fraco (1), moderado (2) e forte (3).

265 A descrição da macroagregação do solo é dada pela sequência,
 266 tipo, classe e grau, por exemplo: anisoforme subangulosa, média, forte.
 267 No caso de existirem macroagregados compostos por outros
 268 macroagregados a descrição é mais extensa, por exemplo: prismática,
 269 grosseira, moderada, composta por anisoforme angulosa, média, forte.

270 2.2.3 Massa volúmica real, aparente e porosidade do solo

271 A relação entre massa e volume (e densidade) é fundamental para
 272 a caracterização física de qualquer corpo. No caso de corpos porosos
 273 acresce ainda a porosidade.

274 Massa volúmica ou massa específica de um corpo (ρ) é dada pela
 275 relação entre a massa (m) e o volume desse corpo (V) exprimindo-se, por
 276 exemplo, em kg m^{-3} . Por outro lado, a densidade d é adimensional porque
 277 é dada pela relação entre a massa volúmica de um corpo (ρ) e a massa
 278 volúmica de uma substância de referência (água a 4°C , com
 279 $\rho_w \cong 1000 \text{ kg m}^{-3} = 1 \text{ Mg m}^{-3} = 1 \text{ kg dm}^{-3}$). Portanto:

$$280 \quad \rho = \frac{m}{V} \quad \text{e} \quad d = \frac{\rho}{\rho_w} \quad (7.3) \text{ e } (7.4)$$

281 No Quadro 7.4 apresentam-se as massas volúmicas de alguns
 282 constituintes do solo.

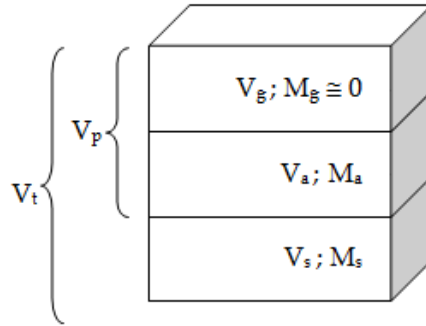
283 Quadro 7.4 - Massa volúmica (ρ) de alguns constituintes do solo.

Constituintes	ρ (Mg m^{-3})
Ar	0,001
Água	1,0
Húmus	0,9-1,4 (1,1)
Quartzo	2,65
Feldspatos	2,5 - 2,6
Micas	2,7 - 3,3
Minerais de argila	2,0 - 3,0
Calcite	2,7-2,9
Gesso	2,3
Hematite	4,8-5,3

284

285 Para aplicação dos conceitos de massa volúmica e densidade ao
 286 solo consideremos a notação indicada na Figura 7.7, em que m representa

287 massa, V volume e as letras em índice representam as três fases da
 288 matéria: sólida (s), líquida (água, a) e gasosa (g). Define-se ainda o
 289 volume total ou aparente do solo (V_t) e o volume dos poros (V_p).



290
 291 Figura 7.7 - Representação teórica com separação das 3 fases da matéria que
 292 ocorrem no material do solo.

293 Aplicando o mais estritamente possível o conceito de massa
 294 volúmica e de densidade obtemos a massa volúmica real (ρ_r) e a
 295 densidade real (dr):

$$\rho_r = \frac{m_s}{V_s} \quad e \quad dr = \frac{\rho_r}{\rho_a} \quad (7.5 \text{ e } 7.6)$$

296 Por outro lado, se considerarmos a massa de solo seco (m_s , solo
 297 seco a 105°C) mas o volume total ou aparente do solo (V_t), em vez do
 298 volume das partículas sólidas, obtemos a chamada massa volúmica
 299 aparente (ρ_{ap}) e a densidade aparente (dap):

$$\rho_{ap} = \frac{m_s}{V_t} \quad e \quad dap = \frac{\rho_{ap}}{\rho_a} \quad (7.7 \text{ e } 7.8)$$

300 Aplicando o conceito de massa volúmica aparente ao solo húmido
 301 (m_h em vez de m_s) obtemos a massa volúmica aparente húmida ($\rho_{ap}(h)$) em
 302 função da humidade do solo:

$$\rho_{ap}(h) = \frac{m_h}{V_t} \Leftrightarrow \rho_{ap}(h) = \rho_{ap}(1 + \theta_g) \quad (7.9 \text{ e } 7.10)$$

303 Conhecendo o teor gravimétrico de água do solo (θ_g) é fácil obter
 304 $\rho_{ap}(h)$ a partir de ρ_{ap} e vice-versa.

305 A porosidade total (Φ) tem grande importância para a
 306 caracterização das propriedades hidrológicas do solo. Representa o

307 volume de poros (V_p) relativamente ao volume total ou aparente do solo
 308 (V_t) e pode ser expressa em $m^3 m^{-3}$ ou em percentagem. O volume de
 309 poros (V_p) também pode ser expresso relativamente ao volume da fase
 310 sólida (V_s), obtendo-se o índice de vazios (I_v). Temos assim,
 311 respetivamente:

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} \quad \text{e} \quad I_v = \frac{V_p}{V_s} \quad (7.11 \text{ e } 7.12)$$

312 Ambos os conceitos se podem converter um no outro, por
 313 exemplo, conhecendo a porosidade pode obter-se o índice de vazios pela
 314 expressão:

$$I_v = \frac{\phi}{1 - \phi} \quad (7.13)$$

315 No Quadro 7.5 apresentam-se valores típicos da massa volúmica
 316 real (ρ_r), massa volúmica aparente (ρ_{ap}) e porosidade (ϕ) para alguns
 317 horizontes ou camadas do solo. A massa volúmica real do solo é
 318 relativamente constante e na maior parte dos casos pode assumir-se como
 319 sendo $\rho_r \approx 2,65 \text{ Mg m}^{-3}$. Este facto explica-se porque a massa volúmica real
 320 do solo corresponde à massa volúmica das partículas que o constituem
 321 (ver Quadro 7.4) entre as quais têm especial relevância o quartzo ($\rho = 2,65$
 322 Mg m^{-3}) e diversos minerais com massas volúmicas que oscilam em torno
 323 daquele valor.

324 Quadro 7.5 - Exemplos de valores da massa volúmica real (ρ_r), massa volúmica
 325 aparente (ρ_{ap}) e porosidade (ϕ) para alguns horizontes ou camadas do solo.

Horizontes ou camadas do solo	ρ_r (Mg m^{-3})	ρ_{ap} (Mg m^{-3})	ϕ (%)
Ap, textura grosseira (A-F A)		1,3-1,8	50-30
Ap, textura fina (GL-G)		0,9-1,4	65-50
B ou C, textura fina, compactos	2,65	1,7-2,1	35-20
A (não cultivado: florestas, pastagens), cls. text. F		0,8-1,2	70-55
Ricos em óxidos de Fe, horiz. Ap, classe text. G	2,6-3,6	0,8-1,2	75-55
Em solos de origem vulcânica	2,5-2,7	0,4-0,9	90-70
Orgânicos	1,1-2,0	0,1-0,6	90-75
Arenito (rocha)	2,65	2,1	20

Horizontes: A - superficial (Ap, se cultivado); B - subsuperficial; C - material originário do solo.

Classes texturais: A - arenosa; FA - franco-arenosa; F - franca; GL - argilo-limosa; G - argilosa.

326 Em contrapartida, a massa volúmica aparente do solo é muito
327 mais variável e tem reflexos diretos (e de sentido contrário) na porosidade
328 total do solo. Por exemplo, maior massa volúmica aparente implica, por
329 definição, maior massa sólida no mesmo volume total ou aparente do solo
330 e, portanto, menor volume de poros (para igual massa volúmica real). A
331 relação em causa traduz-se pela seguinte expressão:

$$\phi = 1 - \frac{\rho_{ap}}{\rho_r} \quad (7.14)$$

332 Esta fórmula tem grande utilidade prática, permitindo o cálculo
333 da porosidade total a partir de métodos simples de determinação da
334 massa volúmica aparente e adotando um valor médio adequado para a
335 massa volúmica real do solo (por ex: 2,65 Mg m⁻³).

336 A porosidade total do solo pode ser dividida em duas
337 componentes: a pororosidade textural e a porosidade estrutural. A
338 primeira corresponde à porosidade que o solo apresentaria apenas em
339 resultado de um arranjo aleatório das suas partículas primárias. A título
340 de exemplo, o arranjo aleatório de partículas de areia quase esféricas e
341 com diâmetros variados tende a originar uma pororosidade aproximada
342 de 30% (Nimmo, 2004). A porosidade estrutural traduz a diferença entre a
343 porosidade total e a textural, que é devida à agregação do solo, ou seja, à
344 organização introduzida na arquitetura do solo em resultado da atividade
345 biológica (raízes de plantas, hifas de fungos, macro e mesofauna do solo),
346 bem como de fenómenos abióticos (humedecimento-secagem, expansão-
347 contracção, ações de compressão e corte). No Quadro 7.6 apresenta-se a
348 classificação de poros em classes de diâmetro adotada pela SSSA (2008),
349 bem como algumas das sua características e funções hidrológicas mais
350 relevantes.

351 Pela influência que exerce na capacidade de infiltração, de
352 arejamento e de transferência de calor no solo, a distribuição da
353 porosidade tem especial interesse como indicador da qualidade do solo e
354 da sua capacidade para desempenhar diversas funções ecológicas.

355

356

Quadro 7.6 – Classificação de poros adotada pela SSSA (2008).

Classes ¹	Limites ¹ Øeq ² (µm)	Características gerais	Funções hidrológicas
Macroporos	> 75	Principalmente poros interagregados. Fazem parte da porosidade estrutural (bioporos, fendas de contração).	Drenam facilmente. Muito importantes para a infiltração, drenagem e arejamento do solo.
Mesoporos	30-75	Muito sensíveis a ações mecânicas.	
Microporos	5-30	Principalmente poros intra-agregados.	Muito importantes para o armazenamento de água disponível para as plantas.
Ultramicroporos	0,1-5	Habitat de microorganismos e microfauna. Muito dependentes da textura e matéria orgânica do solo e pouco de ações mecânicas.	
Criptoporos	< 0,1	Poros praticamente inacessíveis aos microorganismos.	Conservam água muito tempo, mas não está disponível para as plantas.

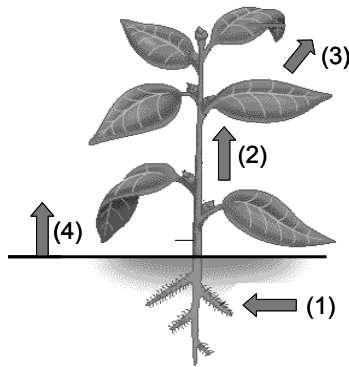
¹ SSSA (2008); ² Diâmetro equivalente dos poros.

358 2.3 Arquitetura da planta

359 As plantas têm três órgãos básicos: a raiz, o caule e as folhas.
 360 Como todos os seres vivos superiores, as plantas, e portanto os seus
 361 órgãos, são constituídas por células, de forma e composição variáveis.
 362 Mas, contrariamente às dos animais, as células vegetais têm um
 363 revestimento – a parede celular – por fora da membrana. Esta parede é
 364 formada basicamente por polímeros de hidrocarbonetos, as fibras de
 365 celulose e hemicelulose e por pectinas, ou seja, algo semelhante a papel,
 366 mas bastante rígido e maioritariamente insolúvel. A parede permite a
 367 existência de pressões elevadas no interior das células (maiores que a
 368 atmosférica, normalmente na ordem dos 0,4 a 0,8 MPa), desempenhando
 369 ambas (parede rígida e pressão celular), de algum modo, o papel do
 370 esqueleto ósseo nos animais.

371 Em termos quantitativos, o principal fluxo de água numa planta é
 372 sem dúvida o chamado fluxo transpiracional (Figura 7.8) que envolve três
 373 etapas: (1) a absorção da água do solo pela superfície – epiderme – da raiz
 374 e o seu movimento radial até à zona central da mesma; (2) no centro da
 375 raiz encontram-se os vasos especializados – xilema – que se estendem
 376 pelo caule até às nervuras das folhas, permitindo o transporte rápido
 377 ascendente; (3) a partir das nervuras (xilema) das folhas, a água segue em
 378 direção à sua superfície onde sofre evaporação – transpiração – para a
 379 atmosfera.

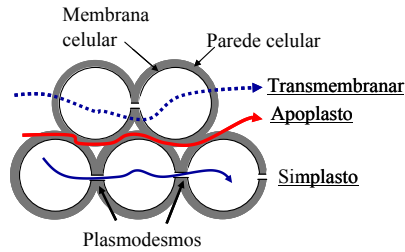
380 A planta constitui, assim, uma via alternativa, paralela, à (4)
381 evaporação direta da água do solo para a atmosfera.



382
383 Figura 7.8. O fluxo transpiracional de água na planta. A água do solo é (1)
384 absorvida pela raiz, desloca-se até à zona central onde estão os vasos condutores
385 do xilema pelos quais (2) ascende até às folhas. Nestas, a (3) água desloca-se para a
386 superfície onde se evapora para a atmosfera pelo processo da transpiração. A água
387 do solo (4) evapora-se também diretamente para a atmosfera.

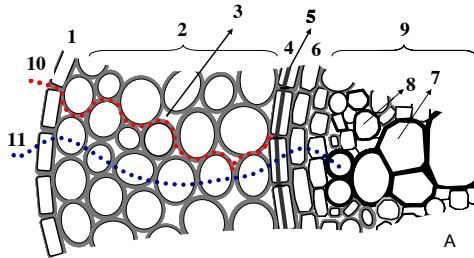
388 Os restantes fluxos de água na planta são movimentos difusivos
389 internos de ajuste do equilíbrio hídrico (osmótico) das células ou, muito
390 importante, o transporte dos produtos da fotossíntese feito no floema por
391 fluxo em massa, de qualquer modo também este um movimento interno.

392 Os fluxos difusivos de água na planta ocorrem em três vias
393 possíveis (Figura 7.9): a água passa de célula em célula - via celular - ou
394 simplesmente embebida nas fibras de celulose da parede celular - via
395 apoplasto - exteriormente à membrana das células. A via celular
396 apresenta duas alternativas paralelas, ou atravessando a membrana,
397 saindo para a parede e entrando numa célula vizinha - via
398 transmembranar - ou, de um modo mais rápido, através dos
399 plasmodesmos, canais especializados que ligam a maioria das células
400 vegetais - via simplasto. A proporção relativa do fluxo por estas três vias
401 é variável e ainda não completamente esclarecida.



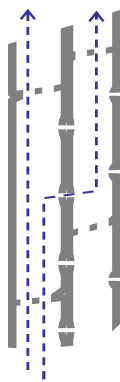
402 Figura 7.9. Vias alternativas para o fluxo de água através das células da planta. A
 403 via celular (azul) subdivide-se nas vias transmembranar (atravessando as
 404 membranas das células) e simplasto (através dos plasmodesmos). Pela via
 405 apoplasto, a água move-se embebida nas fibras da parede celular.

406 Na Figura 7.10 mostra-se o percurso da água desde o solo até à
 407 zona central da raiz, onde se localizam as células condutoras do xilema,
 408 naquilo que se costuma designar de movimento radial. Antes de chegar
 409 ao xilema, envolvendo completamente a zona central, existe a endoderme.
 410 Estas células têm depósitos de suberina (uma substância impermeável, a
 411 mesma existente nas células da cortiça) numa porção da parede,
 412 originando a chamada banda de Caspary. Esta banda impede a circulação
 413 de água embebida na parede e bloqueia, portanto, a via apoplasto, só
 414 permitindo o fluxo pela via celular. Ou seja, só conseguem ascender, pelo
 415 xilema, à parte aérea da planta, as substâncias capazes de atravessar a
 416 membrana das células da endoderme.



417 Figura 7.10. Movimento radial da água desde o solo até à zona central da raiz
 418 onde se localiza o xilema. Mostra-se uma fração de um corte transversal de uma
 419 raiz e os trajetos de difusão da água pela via apoplasto (10, vermelho) e celular
 420 (11, azul), a primeira bloqueada pelas bandas de Caspary (5) da endoderme (4).
 421 Mostra-se a epiderme (1), o parênquima do córtex (2) geralmente com amplos
 422 espaços intercelulares (3). O periciclo (6) fica logo por dentro da endoderme antes
 423 de se atingir os vasos do xilema (7) e as células crivosas do floema (8) na zona do
 424 cilindro central (9).

425 O xilema (Figura 7.11), como foi referido, percorre todas as partes
426 adultas da planta, praticamente desde o ápice das raízes até à
427 extremidade das folhas. As células condutoras do xilema – traqueias e
428 traqueídeos – são muito alongadas e, mais importante, são desprovidas de
429 membrana celular, têm apenas uma parede celular muito rígida
430 (lenhificada), sendo células mortas quando maduras. Podem ter grande
431 diâmetro (nalguns casos quase 0,5 mm) e, várias células colocadas topo a
432 topo, formam um vaso que pode, embora raramente, chegar a vários
433 metros de comprimento. Conjuntos de vasos, lado a lado, constituem os
434 feixes do xilema. Porque têm paredes rígidas, permitem pressões
435 superiores ou inferiores à atmosférica; porque não têm membranas,
436 permitem o fluxo em massa. Assim, as plantas superiores² dispõem, desde
437 a raiz até às folhas, de uma via de transporte rápido, por fluxo em massa,
438 gerado por diferenças de pressão hidrostática.



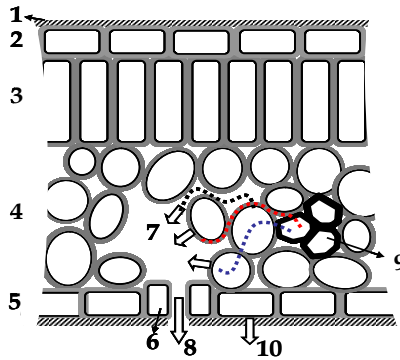
439 Figura 7.11. Esquema simplificado de um corte longitudinal de dois vasos do
440 xilema. As paredes das células condutoras – as traqueias – são rígidas e não têm
441 membrana celular. As paredes de topo ou não existem ou têm grandes poros
442 (como neste exemplo). A água pode mover-se livremente na vertical e, nalguns
443 tipos de vasos, também lateralmente através de poros – as pontuações.

444 Nas folhas, a água sai do xilema em direção à superfície (Figura
445 7.12), um percurso pelas mesmas vias de difusão descritas para a raiz
446 (vias transmembranar, simplasto e apoplasto). Há também algum fluxo de
447 água no estado gasoso nos espaços entre as células. O vapor de água sai
448 da folha através de poros da epiderme – os estomas – que normalmente
449 estão abertos durante o dia e fechados à noite. Alguma água (geralmente

² Algumas plantas (e.g. musgos e algas) não têm feixes condutores de xilema ou floema.

450 menos de 10% do total) evapora-se diretamente para a atmosfera através de
451 da cutícula que reveste as paredes exteriores das células da epiderme.

452 Em resumo: o fluxo de água do solo para a atmosfera através da
453 planta faz-se, na raiz e nas folhas, por difusão, através das células (via
454 celular) ou embebida nas suas paredes (via apoplasto). Daí a necessidade
455 de grandes superfícies radiculares e foliares (de absorção e de
456 evaporação). Na ligação entre ambos estes órgãos, pelo xilema, o
457 movimento da água é basicamente por fluxo em massa, daí a necessidade
458 de vasos condutores especializados, rígidos e desprovidos de membranas.



459 Figura 7.12. Representação esquemática de parte de um corte transversal de uma
460 folha. A folha é delimitada pelas células da epiderme (2) revestidas no exterior por
461 uma camada de cutina e ceras, a cutícula (1). O espaço entre as duas epidermes é
462 preenchido por células de parênquima que, nalguns casos, se diferenciam em dois
463 tipos distintos, o parênquima empacado (3) e o lacunoso (4). A água chega à
464 folha pelas nervuras (9) que são feixes vasculares do xilema. Das células do xilema
465 passa para as células vizinhas pela via celular (pontuado azul) ou pela via
466 apoplasto (pontuado vermelho). Alguma água flui também na forma de vapor
467 (pontuado negro) através dos espaços intercelulares. Na câmara estomática (7)
468 ocorre evaporação da água das paredes das células e este vapor flui para o exterior
469 através do poro estomático (8), delimitado pelas duas células-guarda (6). Alguma
470 água evapora-se para a atmosfera exterior diretamente das células epidérmicas
471 (10), através da cutícula.

472 3. Indicadores de teor de água

473 Funcionando como um vasto reservatório de água, o solo sustenta
474 a vida vegetal e serve de apoio ao desenvolvimento da maior parte das
475 plantas terrestres. A estrutura cristalina de numerosos minerais de argila
476 que constituem o solo apresenta locais de cargas negativas (em algumas
477 estruturas são positivas) que exercem uma forte atração sobre as
478 moléculas de água (um dipólo) e sobre os catiões e aniões. Essas

479 moléculas e iões são fixadas nas superfícies externas das argilas, num
480 processo de adsorção de natureza eletrostática. O conjunto da zona de
481 adsorção forma uma dupla camada eletrostática, de estrutura complexa,
482 cujas características determinam o grau de hidratação dos minerais
483 argilosos. Este facto condiciona fortemente os processos de floculação-
484 dispersão responsáveis em parte pelas propriedades mecânicas do solo. A
485 adsorção, sendo um fenómeno de fixação sobre uma superfície, não deve
486 ser confundida com a absorção, fenómeno análogo mas que implica uma
487 penetração através da superfície.

488 A intensidade do fenómeno de adsorção no solo depende da
489 densidade de carga dos elementos constituintes e das suas superfícies
490 específicas, definindo-se como a relação entre a superfície total das
491 partículas e a sua massa ou volume. Variando com a natureza dos
492 minerais argilosos, os fenómenos de adsorção no solo são tanto mais
493 intensos quanto maior for a percentagem de argila presente.

494 O resíduo da decomposição da matéria orgânica, isto é, o húmus,
495 possui, como os minerais argilosos, propriedades coloidais. O húmus da
496 fração orgânica tem assim um papel coesivo no solo, semelhante ao dos
497 minerais argilosos, estando os dois por isso muitas vezes associados em
498 complexos ditos *argilo-húmicos*, cuja ação na formação da estrutura do solo
499 é considerável.

500 3.1 Teor de água no solo

501 A medição, previsão e controlo da dinâmica do teor do solo em
502 água são elementos fundamentais na compreensão dos mecanismos que
503 regulam o comportamento do solo e a melhoria das técnicas de gestão e
504 controlo da água pela rega, drenagem e conservação. Práticas culturais
505 influenciam igualmente a germinação e crescimento das plantas, o
506 arejamento e regulação da temperatura do solo, a transformação e
507 adsorção de água e dos nutrientes e a eficiência dos fertilizantes e
508 pesticidas utilizados na agricultura.

509 A quantidade de água no solo é expressa em duas unidades
510 diferentes: como teor volumétrico de água ou humidade volumétrica, θ e
511 como teor gravimétrico ou humidade gravimétrica de água, θ_g . Sendo a
512 humidade volumétrica o volume de água por unidade de volume do solo,
513 enquanto que a humidade gravimétrica é a massa de água por massa de
514 solo seco, a descrição quantitativa da fase líquida em termos das suas
515 características relativas baseia-se na noção de teor volumétrico de água
516 (humidade volumétrica).

517 A distribuição quantitativa das três fases constituintes do solo
518 exprime-se pelo volume relativo que cada uma ocupa. Essa relação entre
519 os volumes de cada fase e o total do solo (um volume total aparente, pois
520 inclui o volume do espaço dos poros) representa-se da seguinte maneira:

$$\theta_{sol} = \frac{V_s}{V_t} \quad \theta = \frac{V_w}{V_t} \quad \theta_a = \frac{V_a}{V_t} \quad [\text{m}^3/\text{m}^3] \equiv 100 [\%] \quad (7.15)$$

521 O teor em água θ e o teor em ar θ_a são grandezas com valores
522 muito variáveis e deles depende essencialmente a descrição dos
523 fenômenos rápidos de transferência que ocorrem no solo. O teor em
524 elementos sólidos θ_{sol} , pelo contrário, permanece constante, o que permite
525 estabelecer uma relação entre a fase sólida e o volume total aparente do
526 solo. De certa forma, essa relação permite a quantificação dos espaços
527 porosos que resultam da organização dos elementos sólidos.

528 3.1.1 Humidade gravimétrica

529 O teor gravimétrico de água dos solos minerais, θ_g , definido
530 como a relação da massa da fase líquida (M_a) com a da fase sólida (M_s ,
531 solo seco a 105°C), é representado por:

$$\theta_g = \frac{M_a}{M_s} \quad [\text{kg}/\text{kg}] \equiv \cdot 100 [\%] \quad (7.16)$$

532 e varia geralmente entre 0,05 e 0,40. A medição clássica e direta deste teor
533 em água faz-se de uma amostra de solo simplesmente por pesagem,
534 recolhendo uma amostra perturbada de solo do local e profundidades
535 desejados, com o auxílio de um trado. Tendo-se o cuidado de evitar
536 possíveis perdas de humidade por evaporação entre o local e o
537 laboratório, a amostra é colocada em recipiente de tara conhecida, pesada
538 enquanto húmida e submetida a secagem até peso constante numa estufa
539 a 105 °C e pesada novamente. Os dois valores das pesagens correspondem
540 à massa total da amostra, M e à massa da fração sólida, M_s . O teor ou
541 humidade gravimétrica do solo em água, θ_g , é calculado como sendo:

$$\theta_g = \frac{M_a}{M_s} \cdot 100 = \frac{M - M_s}{M_s} \cdot 100 \quad (7.17)$$

542 3.1.2 Humidade volumétrica

543 O teor volumétrico de água de um solo varia entre um valor
544 mínimo, conhecido como o teor residual de água, θ_r , em que ele é

545 insignificante e um valor máximo, o teor de água à saturação, θ_s , em
546 princípio igual à porosidade. Quando todos os poros estão
547 completamente cheios de água, os teores médios de água à saturação para
548 os diversos solos são da seguinte ordem de grandeza:

solos arenosos:	$0,35 \leq \theta_s \leq 0,50$
solos limosos:	$0,40 \leq \theta_s \leq 0,60$
solos argilosos:	$0,30 \leq \theta_s \leq 0,65$

549
550 Dadas as diferenças de densidade aparente entre os diversos solos
551 ou horizontes de um mesmo solo, idêntica percentagem de água pode não
552 representar igual quantidade deste fluido numa mesma espessura de solo.
553 Por esse motivo, tem-se preferido exprimir o teor do solo em água pelo
554 seu teor volumétrico. O uso de θ (volumétrico) em vez de θ_g (gravimétrico)
555 é também mais conveniente por ser mais facilmente adaptável à
556 computação de fluxos e de quantidades de água adicionadas ao solo (pela
557 rega ou chuva) ou perdas através da evapotranspiração e da drenagem.
558 Contudo, como é mais fácil determinar massas do que volumes, pode-se
559 calcular o *teor volumétrico de água* do solo através da seguinte relação:

$$\theta = \frac{V_a}{V} \cdot 100 = \frac{M_a}{\rho_a} \frac{1}{V} \cdot 100 = \frac{1}{\rho_a} \theta_g \frac{M_s}{V} \cdot 100 \quad (7.18)$$

$$\theta = \theta_g \frac{\rho_{ap}}{\rho_a} \quad (7.19)$$

560 3.1.3 Grau de saturação

561 O teor em água exprime-se igualmente por um *índice de saturação*,
562 s , definido pela relação entre o volume da fase líquida e o volume dos
563 vazios

$$s = \frac{V_a}{V_v} \quad (7.20)$$

564 Esta grandeza representa a proporção do espaço de vazios (poros)
565 ocupada pela fase líquida, enquanto que a porosidade exprime a
566 proporção do volume total do solo ocupada por espaços vazios. Daí a
567 relação entre o índice de saturação e a porosidade do solo ser a seguinte:

$$S = \frac{\theta}{\phi} \quad (7.21)$$

568 Desta expressão ressalta que o índice de saturação de água no
 569 solo varia entre um valor residual e o valor de 100% (quando o solo está
 570 completamente saturado de água e a porosidade total $\phi = \theta$). Em termos
 571 relativos identifica-se com a seguinte razão, chamada *saturação efectiva* s_e :

$$s_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (7.22)$$

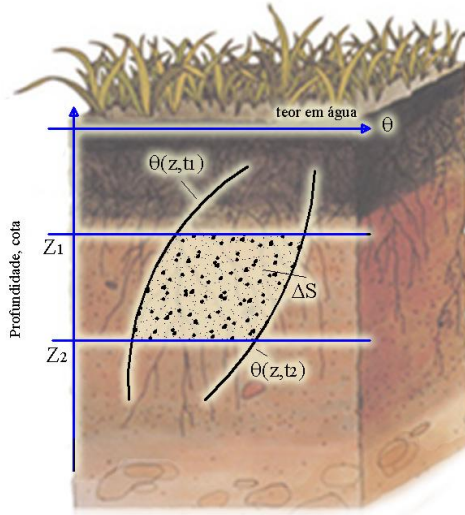
572 sendo a *humidade efectiva*, Θ , a diferença.

$$\Theta = \theta - \theta_r \quad (7.23)$$

573 **3.1.4 Perfil hídrico e volume de água armazenado no perfil do solo**

574 Por analogia com o modo como se exprime normalmente a altura
 575 pluviométrica, pode-se medir o teor de água pela altura equivalente que a
 576 água contida no solo atingiria sobre uma superfície plana, horizontal e
 577 impermeável. Isso equivale à *altura* ou *lâmina* de água contida numa
 578 coluna de solo de profundidade conhecida e representa o volume de água
 579 por unidade de superfície. Considerando uma superfície unitária,
 580 facilmente se depreende que θ representa a relação entre essa altura de
 581 água z_a e a espessura z (profundidade) do solo. As medições de θ
 582 passíveis de serem assim obtidas podem ser descritas localmente por um
 583 *perfil hídrico*, representando graficamente a distribuição dos teores do solo
 584 em água ao longo de uma vertical.

585 Se o perfil hídrico representa o teor volumétrico do solo em água
 586 em função da cota altimétrica, a superfície S , compreendida entre duas
 587 profundidades, traduz o volume de água por unidade de área
 588 (armazenamento). Este volume armazenado no perfil do solo até à
 589 profundidade z_0 , ou o volume compreendido entre duas profundidades e
 590 dois perfis hídricos consecutivos, como mostra ΔS na seguinte figura,
 591 podem pois ser representados por uma lâmina ou altura de água e serem
 592 expressos em termos de unidades de comprimento.



593 Figura 7.13 - Variação de armazenamento entre os tempos t_1 e t_2 e as
 594 profundidades z_1 e z_2 .

595 O volume de água contido no solo por unidade de área, expresso
 596 como uma lâmina de água, é definido por:

$$S = \int_{z_0}^0 \theta(z) dz \quad (7.24)$$

597 A variação de armazenamento ΔS entre as cotas altimétricas z_1 e
 598 z_2 , durante o intervalo de tempo $\Delta t = t_2 - t_1$ (representada na figura 7.13
 599 pela superfície compreendida entre essas duas profundidades e os dois
 600 perfis hídricos correspondentes), pode então ser apresentada como:

$$\int_{z_1}^{z_2} \int_{t_1}^{t_2} \partial \theta \partial z \equiv \int_{z_1}^{z_2} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] \partial z \quad (7.25)$$

601 3.2 Teor de água na planta

602 A avaliação do estado de hidratação de uma planta é
 603 frequentemente feita pela medição do teor gravimétrico em água,
 604 geralmente nas folhas, embora se possa medir noutros órgãos, raiz ou
 605 caule. Pode medir-se o teor em água percentual ou relativo.

606
 607
 608

609 **3.2.1 Percentagem de água**

610 A percentagem de água (%H₂O) corresponde à relação entre o
611 peso da folha imediatamente após ser seccionada da planta, o chamado
612 peso fresco, e o peso seco da mesma folha, por norma depois de
613 permanecer em estufa durante 72 horas a 80 °C (equação 7.26).

$$\%H_2O = \text{peso fresco} - \text{peso seco} / \text{peso fresco} \quad (7.26)$$

614 Mas a %H₂O é um parâmetro bastante variável entre espécies de
615 plantas e, principalmente, entre órgãos da planta. Por exemplo, uma folha
616 saudável de alface terá geralmente mais de 90% de água, enquanto que
617 uma folha adulta, igualmente saudável, de oliveira não terá mais de 85%.
618 No extremo, temos as sementes que podem ter menos de 10% de água e
619 manter-se perfeitamente viáveis.

620 **3.2.2 Conteúdo hídrico relativo**

621 Com pouco mais esforço, pode medir-se também o chamado
622 Conteúdo Hídrico Relativo (RWC, do inglês 'Relative Water Content'),
623 que representa a massa de água na folha (peso fresco - peso seco)
624 relativamente à massa de água máxima possível à pressão atmosférica na
625 mesma folha (peso túrgido³ - peso seco), em que o peso túrgido da folha
626 se obtém colocando-a num recipiente com água pura durante cerca de 1
627 hora. Ou seja, avalia-se o estado de hidratação atual relativamente à
628 hidratação máxima possível (equação 7.27).

$$RWC = \text{peso fresco} - \text{peso seco} / \text{peso túrgido} - \text{peso seco} \quad (7.27)$$

629 O RWC varia bastante menos do que a %H₂O, sendo um melhor
630 indicador do estado hídrico da planta. Note-se que uma folha de oliveira
631 pode ter uma %H₂O de 70% mas um RWC de 0,95, por exemplo, o que
632 nos indica estarmos perante uma folha que tem (naturalmente) um baixo
633 teor em água mas que se encontra num estado de hidratação elevado.

634 **4. Indicadores do estado energético da água**

635 Os conceitos relacionados com o teor de água no solo são
636 necessários e úteis, mas insuficientes para descrever globalmente o
637 comportamento dinâmico da fase líquida do solo. Insuficientes porque, a
638 uma temperatura constante, sobre a água do solo atuam três forças, a da
639 gravidade, a pressão externa e a atração molecular. A sua diversidade e as

³ O peso túrgido é o peso do órgão em equilíbrio com água pura. Como veremos mais tarde, é o peso quando o seu potencial hídrico é zero.

640 direções em que atuam fazem com que, para explicar a dinâmica da água
641 no complexo sistema matricial do solo (partículas do solo e poros), seja
642 necessário conhecer o seu estado de energia, o qual é normalmente
643 definido por uma função termodinâmica denominada potencial total da
644 água, ψ .

645 O mesmo acontece no que se refere à avaliação do estado hídrico
646 das plantas. As grandes forças osmóticas, resultantes das elevadas
647 concentrações de solutos na solução que enche as células das plantas, e as
648 altas pressões que se podem gerar no seu interior, devido à rigidez da
649 parede celular, associados à baixa compressibilidade da água, fazem com
650 que, frequentemente, plantas com teores de água semelhantes possam ter
651 valores de estado energético muito diferente. Assim, do mesmo modo que
652 para o solo, utiliza-se um parâmetro que avalia o estado energético da
653 água na planta, o potencial hídrico (Ψ), muito informativo na análise tanto
654 do estado como dos fluxos hídricos.

655 **4.1 Potencial energético da água no solo**

656 São factos bem conhecidos que o calor se propaga através dos
657 sólidos a partir das zonas de maior para as de menor temperatura e que a
658 corrente elétrica se propaga nos circuitos elétricos das zonas de maior
659 para as de menor voltagem. Tanto a temperatura como a voltagem são
660 potenciais e a intensidade dos fluxos de calor e de eletricidade são
661 proporcionais aos gradientes de potencial estabelecidos. Por analogia, o
662 fluxo de água em meio poroso, como é a matriz do solo, será também
663 controlado por gradientes de potencial (carga hidráulica). Estas
664 observações sugerem que a análise de um processo físico que envolva
665 escoamento e fluxos requeira o conhecimento do potencial e dos seus
666 gradientes, como quantidades físicas capazes de serem medidas em cada
667 ponto do sistema em escoamento, e cujas propriedades sejam tais que este
668 ocorra sempre de zonas de maior para as de menor potencial.

669 **4.1.1 Potencial e carga hidráulica**

670 A energia total por unidade de peso, E_{tp} , do fluido, conhecida como a
671 equação de Bernoulli, usada na física e na mecânica dos fluidos, é dada pela
672 seguinte equação em que os três termos representam, respetivamente, a
673 soma dos três componentes de energia – cinética, gravitacional e de
674 pressão.

$$E_{tp} = H = \frac{v^2}{2g} + z + \frac{P}{\rho g} \quad (7.28)$$

675 No escoamento permanente (as condições do escoamento não
676 mudam com o tempo) de um fluido incompressível (a densidade não
677 muda com variações de pressão) e não sujeito a fricção (não necessita de
678 energia para fazer face às resistências impostas pelo escoamento), a soma
679 dos três componentes é constante.

680 A equação em causa expressa todos os termos em unidades de
681 *energia por unidade de peso*, correspondendo a J/N, ou m. O primeiro termo
682 $v^2/2g$ é $(\text{m/s})^2/(\text{m/s}^2)$, ou m; o segundo, z , já se apresenta em metros; e o
683 terceiro, $P/\rho g$, é $\text{Pa}/(\text{kg}/\text{m}^3)(\text{m}/\text{s}^2)$, ou $(\text{N}/\text{m}^2)(\text{kg}/\text{m}^3)(\text{m}/\text{s}^2)$, que se
684 reduz a metro. A soma destes três fatores é a *energia total por unidade de*
685 *peso*, conhecida como *carga hidráulica*, H . Sendo as velocidades
686 extremamente baixas nos escoamentos em meio poroso como é o solo, o
687 primeiro termo da equação pode ser considerado nulo, sendo a equação
688 simplificada para:

$$H = z + \frac{P}{\rho g} \quad (7.29)$$

689 A carga hidráulica, H , é a energia mecânica total por unidade de
690 peso da água. Para um fluido em repouso, a pressão, P , num dado ponto é
691 igual ao peso da água acima do ponto, mg , por unidade de área
692 transversal, A . Sabendo que a pressão $P=F/A=mg/A$ e que a massa
693 $m=\rho V=\rho Ah$, em que V é o volume e h é a altura da coluna de água que
694 proporciona a carga de pressão, tem-se que $P=\rho gh$ e:

$$H = z + h \quad (7.30)$$

695 Multiplicando ambos os membros por g obtém-se a equação que
696 relaciona o potencial de energia ψ com a carga hidráulica H :

$$\psi = gz + \frac{P}{\rho} = gH \quad (7.31)$$

ou

$$\psi = \psi_g + \psi_p = gH \quad (7.32)$$

697 Esta energia total é conhecida como *potencial-força*, indicada pela
698 letra grega ψ (energia mecânica por unidade de massa), também ela é
699 igual à soma da energia de elevação ou gravitacional, ψ_g e de pressão, ψ_p
700 mas agora com unidades de $(\text{L}/\text{T})^2$. Assim, o potencial de energia em

701 qualquer ponto num meio poroso é simplesmente o produto da carga
702 hidráulica, H , no ponto pela intensidade da aceleração da gravidade g .
703 Como g é praticamente constante nas proximidades da superfície
704 terrestre, ψ e H sendo ambos potenciais são quase perfeitamente
705 correlacionados e conhecer um é conhecer o outro. Se ψ é a energia por
706 unidade de massa, a carga hidráulica, H , é a energia por unidade de peso
707 ($H = \psi/g$).

708 **4.1.2. Potencial e carga hidráulica em meio poroso saturado**

709 Num meio poroso e saturado (solo com os poros cheios de água),
710 é evidente que a carga de pressão h se identifica com a pressão
711 hidrostática, sempre positiva e definida formalmente como sendo a
712 pressão exercida pelo peso da coluna de água entre o ponto de interesse z ,
713 no solo e o freático (interface do solo saturado-não saturado). Em solos
714 saturados este ponto z , de carga de pressão positiva está sempre situado
715 abaixo do nível freático (à pressão atmosférica) e que, um outro ponto z
716 situado acima, não está na zona saturada. Assim, a *zona saturada*:

717 Ocorre nas camadas de solo situadas abaixo da superfície freática.

718 Os poros estão cheios de água e o teor do solo em água é igual à
719 porosidade.

720 O potencial de pressão ψ_p é superior à pressão atmosférica e a
721 correspondente carga é hidrostática e positiva.

722 A carga hidráulica deve ser medida por um piezómetro.

723 **4.1.3 Potencial e carga hidráulica em meio poroso não saturado**

724 Os conceitos de potencial e de carga hidráulica acima
725 apresentados foram desenvolvidos em relação a um meio poroso saturado
726 em que todos os poros estão cheios de água. Esta situação acontece nos
727 horizontes ou camadas de solo situadas abaixo da superfície livre do
728 freático. Nos solos em que os poros estão apenas parcialmente cheios de
729 água, isto é, não saturados, o remanescente do espaço de vazios está
730 preenchido por ar e o escoamento de água é caracterizado como não
731 saturado ou parcialmente saturado.

732 Alguns autores utilizam ainda a nomenclatura que segue para
733 representar o potencial de pressão em situação de solo saturado e não
734 saturado (Santos, 2003).

735

Potencial de pressão (solo saturado)	ψ_p
Potencial matricial (solo não saturado)	ψ_m
Sucção (valor absoluto do potencial negativo, matricial)	$ \psi_m $

737
 738 O uso de potencial matricial é um artifício para facilitar a imediata
 739 identificação do valor algébrico e a natureza do potencial, pois de outro
 740 modo basta apenas o uso do símbolo ψ_p , já que a pressão pode ser sempre
 741 supra ou sub-atmosférica.

742 Devido à grandeza das forças de capilaridade e de adsorção, o
 743 potencial de pressão matricial pode atingir valores negativos
 744 extremamente importantes. Exprime-se então em escala logarítmica e, por
 745 analogia com a definição de pH , pela noção de pF , definida pelo logaritmo
 746 decimal da sucção, $|\psi_m|$, expressa em cm :

$$747 \quad pF = \log |\psi_m| = \log (-h) \quad (7.33)$$

748 Nos solos não saturados os teores de água θ são sempre inferiores
 749 à porosidade total. Assim, a *zona não saturada*:

750 1 - Ocorre nas camadas de solo situadas acima da superfície
 751 freática e da franja capilar.

752 2 - Os poros estão apenas parcialmente cheios de água e o teor do
 753 solo em água é menor do que o valor da porosidade total.

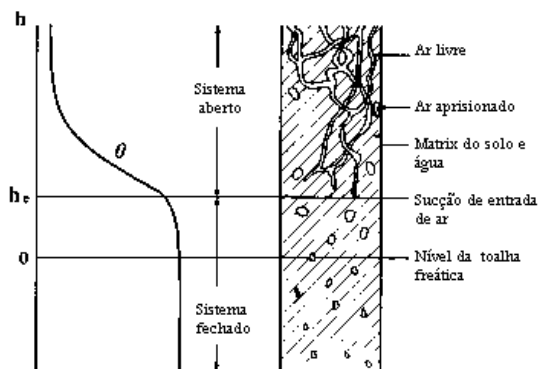
754 3 - O potencial de pressão ψ_p é inferior à pressão atmosférica e a
 755 correspondente carga é matricial e negativa.

756 4 - A carga hidráulica deve ser medida com um tensiómetro.

757 **4.1.3.1 Relações entre teores de humidade e potencial de água no solo**

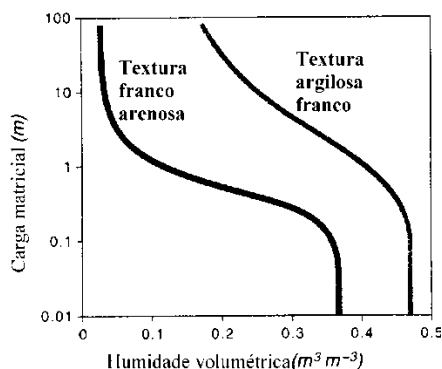
758 Na *zona não saturada* do solo o teor em água e o potencial de pressão
 759 variam simultaneamente. Como as forças de *capilaridade* e de *adsorção*
 760 dependem respetivamente da organização do espaço dos poros (da
 761 estrutura do solo) e da superfície específica das partículas constituintes
 762 (da textura do solo), a forma da relação entre o potencial de pressão e o
 763 teor do solo em água constitui uma característica específica de um solo, ou
 764 mais geralmente de um tipo de solo. Graficamente, esta relação $h(\theta)$ é
 765 representada por uma curva, denominada *curva característica de humidade*

766 do solo. A figura que segue apresenta em esquema a variação característica
 767 do potencial de pressão e de teor de água ao longo de um perfil de solo,
 768 em presença de freático a pouca profundidade.



769
 770 Figura 7.14. Representação esquemática da relação $h(\theta)$ no sistema solo-água.

771 A forma da curva é determinada pela textura e estrutura do solo e
 772 influenciada pela distribuição das cargas matriciais, como ilustra a figura
 773 que segue:



774 Figura 7.15. Curvas características de dois solos com diferentes texturas.

775 A forma das curvas reflete a distribuição do tamanho dos poros.
 776 A relação $h(\theta)$ ou o seu inverso $\theta(h)$ é, por consequência, determinada
 777 experimentalmente em laboratório, por medida do teor em água de uma
 778 amostra de solo submetida a diversos valores de sucção. Os valores
 779 obtidos são ajustados depois por relações empíricas várias, entre as quais
 780 as mais conhecidas são as de Gardner, Brooks e Corey e van Genuchten.

781 **4.1.3.2 Valores especiais de humidade e de potencial**

782 Diversos conceitos e definições relativos à humidade do solo
783 foram desenvolvidos na ótica de uma utilização prática. Entre estes
784 encontram-se os conceitos de capacidade de campo, coeficiente de
785 emurchecimento e teor crítico de humidade. Todos eles são conceitos em
786 uso há vários anos que pretendem facilitar a gestão da água aplicada ao
787 solo ou a usada pelas plantas, fazendo apelo a noções mais estáticas.

788 A *capacidade de campo*, θ_{cc} , tem sido definida como o teor de água
789 na zona das raízes a partir do qual a drenagem se torna quase nula. É
790 normalmente avaliado no campo, como um índice característico da
791 quantidade de água que pode ser retida num determinado solo depois de
792 uma rega ou chuvada e após ter cessado a redistribuição.
793 Tradicionalmente na prática, a capacidade de campo tem sido
794 arbitrariamente determinada pela obtenção da humidade da superfície do
795 perfil do solo dois dias depois da redistribuição e a seguir à infiltração da
796 água.

797 Tem também sido definida em termos da quantidade de água
798 retida a um potencial de pressão específico, muitas vezes considerado
799 como o valor de *-1/3 de bar (0,033 Mpa ou 33 m.c.a.)*. Tem-se igualmente
800 identificado com a humidade a que corresponde o $pF = 2,5$.

801 O *coeficiente de emurchecimento*, θ_{ce} , é também um teor de água no
802 solo que pretende representar a humidade abaixo da qual as forças de
803 adsorção ultrapassam as que as plantas podem desenvolver para extrair
804 do solo a água necessária ao seu crescimento. Nessas condições, a planta
805 não disporá da água necessária e murcha. O valor do potencial matricial
806 do solo correspondente depende do tipo de planta. Admite-se, em geral,
807 para o coeficiente de emurchecimento um valor médio de *-15 atmosfera (-*
808 *1,5 Mpa ou -1500 m.c.a.)*, a que corresponde o valor de $pF = 4,2$.

809 Os conceitos de capacidade de campo e de coeficiente de
810 emurchecimento têm sido extensivamente utilizados na prática da rega,
811 especialmente no controlo da quantidade de água aplicada (dose de rega)
812 e da frequência das aplicações. Estão intimamente ligados ao conceito de
813 *reserva utilizável U* (ou capacidade utilizável) do solo, correspondente a
814 uma determinada profundidade z :

815
$$U = \int_0^z (\theta_{cc} - \theta_{ce}) dz \approx (\theta_{cc} - \theta_{ce}) \cdot z \quad [m] \quad (7.34)$$

816 **4.2 Potencial energético da água na planta**

817 O potencial energético da água na planta é avaliado, hoje em dia,
818 pelo chamado potencial hídrico (Ψ), parâmetro usado tanto por

819 fisiologistas como por agrónomos. O potencial hídrico nas plantas tem
 820 basicamente a mesma fundamentação teórica que foi apresentada acima
 821 para o Ψ no solo mas, dadas as características muito particulares
 822 observadas nas plantas, o seu equacionamento é bastante mais simples
 823 (para informação mais detalhada, consultar Nobel, 2009). Uma
 824 simplificação refere-se às unidades utilizadas (ver equações 7.35 a 7.38).
 825 Como a energia livre (G) da água num sistema depende da massa,
 826 derivou-se o parâmetro potencial químico da água (μ) que é simplesmente
 827 a energia livre da água no sistema em análise por mol de moléculas de
 828 água. A partir daqui derivou-se o Ψ que é o potencial químico dividido
 829 pelo volume ocupado por um mol de água nesse sistema, o chamado
 830 volume parcial molar da água.

$$G \text{ (energia = força} \times \text{deslocamento)} \quad \text{N m} \quad (7.35)$$

$$\mu = G \text{ mol}^{-1} \text{ (energia por mol)} \quad \text{N m mol}^{-1} \quad (7.36)$$

$$\Psi = \mu / V \quad (\text{N m mol}^{-1}) / (\text{m}^3 \text{ mol}^{-1}) \quad (7.37)$$

$$\Psi = \text{N m}^{-2} = \text{Pa} \quad (7.38)$$

831
 832 Ou seja, em vez de se exprimir o estado da água em unidades de
 833 energia por massa, passa a exprimir-se como força por unidade de área,
 834 ou seja, unidades de pressão. No sistema internacional a unidade de
 835 pressão é o Pascal (Pa) que corresponde à força de 1 Newton aplicado a 1
 836 m² de área. Como os valores usuais de Ψ nas plantas, expressos em Pa,
 837 seriam muito elevados (1 atmosfera = 100000 Pa), utiliza-se o Megapascal
 838 (MPa = 10⁶ Pa). Um MPa corresponde a 10 bares, aproximadamente 10
 839 atmosferas, ou 100 metros de coluna de água (m.c.a.).

840 Para além de ser expresso em unidades de pressão, o potencial
 841 hídrico aplicado às plantas sofre ainda outra simplificação. Assim como a
 842 energia livre (G) da água num sistema é o somatório da contribuição de
 843 vários componentes (fatores) que a determinam (afetam), também o
 844 potencial hídrico de uma solução (Ψ) é determinado pelo efeito dos
 845 diversos fatores que determinam a energia livre da água nessa solução,
 846 como sejam a temperatura, pressão, altitude, etc. Mas, na prática, verifica-
 847 se que no caso da água numa planta, considerando que não há diferenças

848 significativas de temperatura e altitude entre as diferentes partes do
849 sistema solo-planta-atmosfera ou, mais correto, que essas diferenças de
850 temperatura e altitude são pouco significativas relativamente a outros
851 fatores, o potencial hídrico na planta pode considerar-se simplesmente
852 como o resultado da soma dos efeitos da concentração de solutos
853 dissolvidos na solução celular e da pressão a que se encontra essa mesma
854 solução no interior da célula.

855 **4.2.1 Potencial Osmótico**

856 O potencial osmótico (Ψ_{π}) traduz a redução da energia livre da
857 água causada pela presença de substâncias nela dissolvidas. O valor de Ψ_{π}
858 é diretamente proporcional, mas de sinal contrário (simétrico), à
859 concentração de solutos na água (moléculas, grandes ou pequenas, ou iões
860 indiferentemente).

$$\Psi_{\pi} = -RTc\rho (\times 10^{-6} \text{ MPa}) \quad (7.39)$$

861 onde R é a constante dos gases (0,0083143 L MPa mol⁻¹ K⁻¹), T a
862 temperatura em Kelvin, c a concentração molal⁴ de solutos dissolvidos na
863 água e ρ a densidade da água (1000 g L⁻¹).

864 Ψ_{π} terá portanto valor máximo (zero) na ausência de solutos, ou
865 seja, quando temos água pura, e valor tanto mais negativo quanto maior a
866 concentração de substâncias dissolvidas. Os valores encontrados nas
867 células das plantas obviamente que variam muito com as condições
868 ambientais mas, em condições normais, rondam os - 0,7 a - 1,0 MPa, o que
869 corresponde a uma concentração de cerca de 0,3 a 0,4 molal, ou seja,
870 aproximadamente 1/3 da concentração na água do mar (mais de 1 molar).
871 Mas há casos em que o potencial osmótico pode chegar aos 3 MPa, nas
872 plantas que vivem em zonas com elevadas concentrações de sal no solo.

873 Para medir o potencial osmótico de uma folha (ou outro órgão)
874 utiliza-se normalmente um osmómetro crioscópico. Este aparelho permite
875 a determinação da concentração de substâncias dissolvidas na água pela
876 medição do abaixamento do ponto de congelação (efeito crioscópico).
877 Mais concretamente: a água no estado puro, à pressão atmosférica,
878 congela a 0 °C; se houver solutos dissolvidos, o ponto de congelação será
879 inferior e proporcional a essa concentração (por exemplo, uma solução 1
880 molal tem um ponto de congelação de -1,86 °C). Sabendo-se o ponto de
881 congelação pode-se portanto calcular o valor da concentração de solutos

⁴ Uma solução 1 molal tem um mol de solutos dissolvidos em 1 Kg (1 Litro) de água. Nos casos de soluções pouco concentradas, é muito semelhante a uma solução 1 molar, que tem 1 mol de solutos em 1 litro de solução.

882 dissolvidos nessa solução. Previamente, é necessário esmagar a folha (em
883 almofariz, por exemplo) e centrifugar a solução, ficando no sobrenadante
884 a solução celular, depositando-se as paredes e organitos celulares.

885 O potencial osmótico pode também ser medido com um
886 psicrómetro, sendo no entanto necessário esmagar previamente as células
887 para que o seu Ψ_p seja zero.

888 4.2.2 Potencial de Pressão

889 O potencial de pressão (Ψ_p) traduz a variação da energia livre da
890 água causada pela variação da pressão hidrostática no interior das células.
891 O valor do potencial de pressão é simplesmente o valor da pressão celular
892 relativamente à pressão atmosférica.

$$\Psi_p = P \quad (7.40)$$

893 Como foi referido anteriormente, a existência de uma parede
894 celular rígida nas células vegetais permite-lhes manter a solução celular a
895 uma pressão superior à atmosférica. Geralmente rondará os 0,3 a 0,9 MPa
896 (3 a 9 bares), mas pode ser zero (folha murcha, células plasmolisadas) ou
897 atingir valores muito elevados, da ordem dos 3,5 MPa, o equivalente à
898 pressão gerada por uma coluna de água de 350 metros, aquando da re-
899 hidratação de plantas adaptadas a elevado stresse hídrico. No caso das
900 células condutoras do xilema, como se verá na secção 5.3.3, Ψ_p tem
901 geralmente valor negativo durante o dia.

902 O potencial de pressão pode ser medido diretamente em células
903 individuais com uma sonda de pressão (Steudle e Zimmermann, 1971);
904 mas é uma técnica complexa e delicada, só usada em investigação
905 avançada, em laboratório.

906 4.2.3 O Potencial Hídrico

907 Face ao exposto nas duas secções anteriores, pode-se então dizer
908 que o estado energético da água na planta, o seu potencial hídrico (Ψ), é a
909 soma aritmética dos seus potenciais osmótico e de pressão.

$$\Psi = \Psi_{\pi} + \Psi_p \quad (7.41)$$

910 Conclui-se assim que, a água pura (sem solutos dissolvidos), à
911 pressão atmosférica, terá um valor de potencial hídrico igual a zero.

912 Há outros componentes do potencial que se poderiam incluir
913 nesta equação, como seja o potencial gravitacional e o potencial matricial.
914 O primeiro leva em conta a altitude relativa a que se encontra a parte da

915 planta em análise. Mas, mesmo para árvores com algum porte, tem
916 normalmente pouco significado em termos práticos. O potencial matricial
917 normalmente não se leva em conta porque, por um lado, tem apenas um
918 caráter potencial no interior das células, já que se encontram saturadas de
919 água. Por outro lado, de algum modo, confunde-se com o potencial de
920 pressão, neste caso com valor negativo.

921 A água move-se, assim, de zonas de maior Ψ (ou menos negativo)
922 para zonas de menor Ψ (ou mais negativo)⁵. A absorção de água pela
923 planta acontece porque (ou quando) o potencial da água no solo é maior
924 que o potencial da água na planta. O mesmo se passa com a ascensão da
925 água na planta (maior Ψ na raiz que nas folhas) e com a saída de água das
926 folhas para a atmosfera, por transpiração (maior Ψ nas folhas que no ar
927 atmosférico).

928 A medição do potencial hídrico nas plantas é geralmente feita nas
929 folhas, embora possa, por alguns métodos, ser realizada em outros órgãos.
930 Em estudos na área da Agronomia, em que interessa saber a variação de
931 Ψ ao longo do dia e, ou, ao longo das estações do ano, a medição é
932 geralmente feita antes do nascer do sol, em inglês designado 'predawn
933 water potential' (potencial hídrico antes do amanhecer), e ao meio-dia
934 solar, o 'mid-day water potential'. Por volta do meio-dia solar (nem
935 sempre coincide com a hora legal), as folhas apresentam valores próximos
936 dos mais baixos (mais negativos) de Ψ , como resultado da elevada
937 transpiração. Nesta altura, há uma grande diferença entre o potencial
938 hídrico das folhas e do caule ou raiz da mesma planta, diferença esta que
939 é necessária para que se gere um elevado fluxo de água entre a raiz e a
940 folha. Durante a noite, com a redução da transpiração (os estomas
941 fecham), os valores de Ψ em toda a planta (raiz até folhas) tendem a
942 aproximar-se do valor do potencial hídrico do solo (embora este varie em
943 profundidade) e, daí, a medição do potencial hídrico antes do nascer do
944 sol nos dar uma indicação sobre o valor do Ψ do solo e do modo como a
945 planta recuperou o seu estado hídrico durante a noite.

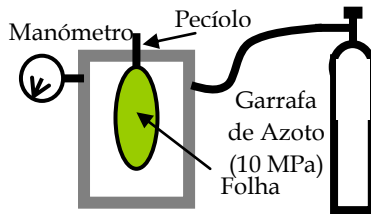
946 Mesmo durante o dia, pode determinar-se indiretamente o
947 potencial hídrico no caule. Se taparmos uma folha, impedindo a sua
948 transpiração, o Ψ desta tende a igualar o Ψ da zona de inserção da folha
949 no caule. A folha teria um potencial hídrico menor do que o caule,

⁵ Nos sistemas não osmóticos, ou seja, quando não há membranas semipermeáveis entre os locais em estudo (quando não há fenómenos de osmose), o movimento da água será determinado apenas pelas diferenças de pressão (potencial de pressão, Ψ_f). Teremos, neste caso, um movimento da água por fluxo em massa.

950 diferença essa responsável pelo movimento de água do caule para a folha.
951 Ao ser tapada, os valores de Ψ igualam-se em pouco tempo (alguns
952 minutos a algumas horas, dependendo das condições). Mede-se assim o
953 potencial hídrico no caule, o chamado 'stem water potential'.

954 Hoje em dia, a medição de do potencial hídrico faz-se
955 normalmente com a chamada Câmara de Pressão ou Bomba de
956 Scholander (Figura 7.16). Com este aparelho, determina-se o valor da
957 pressão que é necessário aplicar às células de uma folha (ou ramo)
958 seccionada para que o soluto xilémico reapareça na secção de corte (retrai-
959 se quando a folha é seccionada). Esta pressão corresponde ao aumento do
960 potencial de pressão que é necessário aplicar às células da folha para que
961 o seu potencial hídrico atinja o valor zero e ocorra, assim, movimento de
962 água destas para o xilema (onde a pressão é igual à da atmosfera, já que
963 este se encontra em contacto com o ar exterior à câmara). Considerando
964 que, nesta altura, ou seja, depois de seccionada a folha, o valor de Ψ do
965 xilema é próximo de zero, então o valor da pressão da atmosfera (azoto)
966 na câmara quando o suco xilémico surge na superfície de corte será igual
967 (de sinal contrário) ao potencial da água (Ψ) nas células da folha.

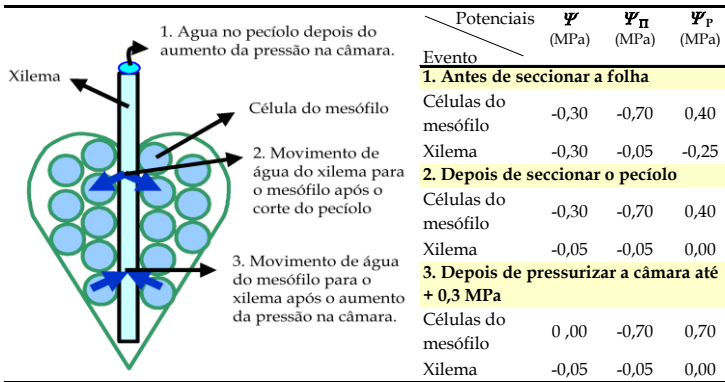
968 De um modo mais simples pode dizer-se que a pressão na
969 câmara, quando o suco xilémico reaparece na superfície de corte, é a
970 pressão necessária para contrabalançar a tensão (pressão negativa) que
971 existia no xilema antes da folha ser seccionada (admite-se que o valor do
972 potencial hídrico médio das folhas era, antes do pecíolo ser cortado,
973 aproximadamente igual ao valor da tensão do xilema).



975 Figura 7.16. Câmara de pressão para a determinação do potencial hídrico das
976 células de uma folha ou ramo. A pressão na câmara é gradualmente aumentada
977 até que se observe a saída de suco xilémico na secção de corte do pecíolo ou caule.

978 Neste momento (a esta pressão) pode-se afirmar que o potencial hídrico (Ψ)
979 médio das células da folha, antes de seccionada, tinha um valor simétrico do da
980 pressão indicada agora pelo manómetro.

981 A Figura 7.17 mostra um exemplo concreto: uma folha em que as
 982 suas células apresentam valores médios⁶ de potencial hídrico (Ψ) -0,3
 983 MPa, potencial osmótico (Ψ_{π}) -0,7 MPa e, portanto, potencial de pressão
 984 (Ψ_P) +0,4 MPa. No xilema da mesma folha, o potencial hídrico será
 985 semelhante (-0,3 MPa) mas o osmótico e de pressão serão muito
 986 diferentes. Geralmente a solução que flui no xilema tem baixa
 987 concentração de solutos (valor elevado de Ψ_{π} , próximo de zero) e pressão
 988 (Ψ_P) negativa.



989

990 Figura 7.17. Alterações dos valores dos potenciais foliares aquando da
 991 determinação do potencial hídrico com uma câmara de pressão. Antes de
 992 seccionar o pecíolo da folha (1.), os valores do potencial hídrico e seus
 993 componentes, nas células do mesófilo e nos vasos do xilema, seriam os mostrados
 994 na tabela. Quando se corta o pecíolo (2.), o potencial de pressão no xilema passa
 995 instantaneamente a zero já que fica em contacto com o ar atmosférico. Assim, o
 996 potencial hídrico no xilema fica igual ao seu osmótico (-0,05 MPa) e portanto
 997 maior que o Ψ das células do mesófilo (-0,30 MPa). Nesta altura, começa a passar
 998 água do xilema para estas células (2. na figura). Depois de se introduzir a folha na
 999 câmara, e quando a pressão nesta atinge 0,30 MPa, o potencial hídrico no xilema
 1000 mantém-se inalterado já que a pressão na câmara não afeta o Ψ_P do xilema
 1001 (continua em contacto com o ar atmosférico, portanto Ψ_P igual a 0,0 MPa). Mas o
 1002 Ψ_P das células do mesófilo aumenta para 0,70 MPa (0,40 MPa que as células
 1003 tinham, mais 0,30 MPa devido à pressão extra exercida pela atmosfera da câmara).
 1004 Agora, o potencial hídrico no mesófilo passa a zero, portanto ligeiramente maior
 1005 que o do xilema (-0,05 MPa). Como resultado, começa a passar água das células do
 1006 mesófilo para o xilema (3. na figura), água essa que vai surgir na superfície de
 1007 corte do pecíolo. É por esta razão que se pode afirmar que o potencial hídrico (Ψ)
 1008 da folha (antes de ser seccionada) é igual ao simétrico (-0,3 MPa) do valor da
 1009 pressão na câmara (+0,3 MPa) quando surge água na superfície de corte do
 1010 pecíolo.

⁶ Havendo movimento de água na folha, obviamente que haverá diferenças de potencial hídrico, osmótico e de pressão entre células. Mas pode-se assumir um valor médio.

1011 Para a determinação do potencial hídrico pode usar-se um outro
1012 aparelho, o psicrómetro, mas geralmente só em ambientes estáveis
1013 (laboratório) devido à sua grande sensibilidade principalmente em
1014 relação à temperatura.

1015 O psicrómetro, assim chamado por se basear no princípio
1016 psicrométrico, mede a humidade relativa da atmosfera que envolve a
1017 amostra (solo, tecido vegetal ou solução) e, a partir daí, calcula o valor de
1018 Ψ da amostra. Por exemplo, se a amostra for água pura ($\Psi = 0$ MPa), a
1019 atmosfera envolvente terá no equilíbrio um valor de humidade relativa de
1020 100%; se a amostra tiver um valor de Ψ menor que zero, no equilíbrio a
1021 atmosfera envolvente terá humidade relativa inferior a 100%. Por
1022 exemplo, uma folha com $\Psi = -1.36$ MPa iria gerar uma atmosfera com
1023 H.R. = 99,0%.

1024 **5. Fluxos e transporte de água**

1025 **5.1 Conceitos**

1026 As trocas de água entre o sistema solo-vegetação e o meio exterior
1027 e a análise dos principais termos do balanço hídrico, como apresenta a
1028 figura que segue, indicam que, no seu limite superior, as entradas de água
1029 são devidas à precipitação ou à rega, ao que se deve acrescentar os
1030 escoamentos superficiais provenientes de setores a montante. Uma parte,
1031 penetra o solo por infiltração. O resto, acumula-se temporariamente na
1032 superfície ou perde-se por escoamento superficial, favorecido pelo
1033 declive. No sentido inverso, a água regressa à atmosfera, por evaporação
1034 a partir do solo, seja diretamente deste ou pelo processo da transpiração
1035 das plantas. Sendo difícil a distinção entre estes dois processos, eles são
1036 normalmente reagrupados sob o termo evapotranspiração.

1037 As trocas no limite inferior do sistema efetuam-se com menor
1038 intensidade. As perdas por drenagem ou percolação profunda e as
1039 entradas por ascensão capilar, em presença de um freático pouco
1040 profundo ou suspenso, são dificilmente controláveis e muitas vezes
1041 estimadas a partir de valores obtidos dos outros termos do balanço. Isso
1042 exige, contudo, a capacidade de medição da evapotranspiração, o que
1043 normalmente não é fácil. No solo podem ainda existir diversas formas de
1044 entrada ou de perda de água, tais como a condensação do vapor ou o
1045 consumo pelas plantas e organismos vivos. À exceção da absorção radical,
1046 que constitui uma etapa das trocas com a atmosfera e que se inclui na
1047 evapotranspiração, estes termos são praticamente nulos podendo ser
1048 ignorados.

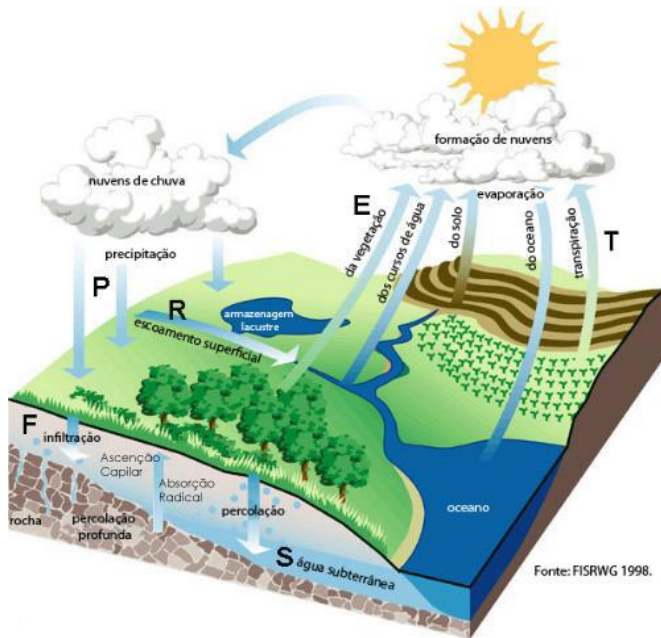


Figura 7.18 - Os principais termos do balanço hídrico (ver capítulo do ciclo hidrológico).

5.2 Fluxos por difusão – Processos de absorção e transpiração

Como foi referido, o fluxo de água na planta faz-se, basicamente, por difusão tanto no processo de absorção de água do solo pelas raízes como no processo de transpiração para a atmosfera pelas folhas. Há também outros fluxos por difusão, não diretamente relacionados com os anteriores, mas sempre no sentido do equilíbrio hídrico entre células. Já o transporte da raiz para a parte aérea, faz-se por fluxo em massa. De qualquer modo, todos estes fluxos devem-se a diferenças de potencial hídrico entre os diferentes locais do sistema solo, planta, atmosfera.

Nas células vivas, que possuem membrana, os fluxos dão-se por osmose no sentido do equilíbrio dos potenciais hídricos. A Figura 7.20 mostra um exemplo concreto de osmose entre o solo e uma hipotética célula da raiz. Em a) tem-se uma situação de equilíbrio hídrico ($\Psi_{\text{célula}} = \Psi_{\text{solo}} = -0,3 \text{ MPa}$) o que implica um fluxo líquido nulo entre os dois locais. Em b) temos um aumento do Ψ do solo (pela rega, por exemplo) que leva à entrada de água para a célula. Esta entrada de água vai (c) causar um aumento da pressão no interior da célula (Ψ_p passa de 0,4 a 0,6 MPa) quando o Ψ da célula volta a igualar o Ψ do solo (-0,1 MPa) e portanto o fluxo líquido passa novamente a ser nulo.

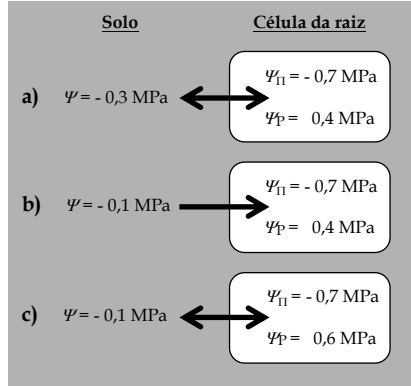


Figura 7.19. Exemplo do fluxo de água por osmose entre o solo e uma célula da raiz. Em a), o meio (solo) e a célula da raiz estão em equilíbrio hídrico, têm ambos um potencial hídrico de $-0,3 \text{ MPa}$. Depois, em b), o ψ do solo aumenta o que causa o fluxo de água para a célula, por osmose. Esta entrada de água leva ao aumento da pressão na célula (c) até que os potenciais hídricos se voltem a igualar.

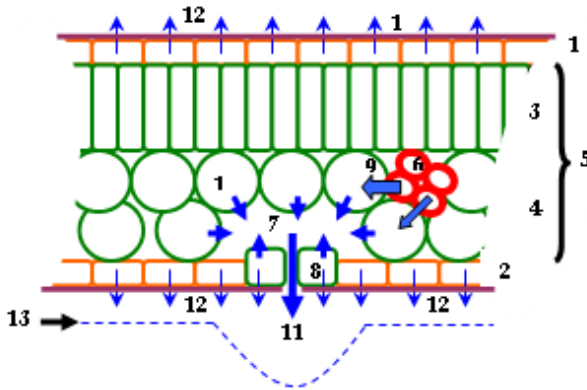
Note-se que a entrada de água na célula diminui a concentração de solutos no seu interior e, portanto, o valor de ψ_{Π} deveria ficar menos negativo (passaria de $-0,7$ a $-0,6 \text{ MPa}$, por exemplo). No entanto, como a água é pouco compressível e a parede da célula é rígida, um pequeno volume de água que entre na célula é suficiente para aumentar notavelmente ψ_{Γ} sem afetar significativamente ψ_{Π} .

Os fluxos de água entre células próximas fazem-se basicamente por este processo de osmose, causados por diferenças de potencial hídrico. O mesmo se passa nos fluxos entre o meio e as células da superfície da planta, como são a absorção de água na raiz e a sua transpiração pelas folhas.

Como o volume da água absorvida pelas raízes é muito semelhante ao da água deslocada no xilema e também muito próximo da água transpirada pelas folhas de uma planta (haverá diferenças devido a variações no estado de hidratação ou crescimento da planta), o fluxo de água na planta tem sido analisado do modo logisticamente mais fácil, ou seja, pela medição da transpiração.

Embora toda a superfície de qualquer órgão em contacto com o ar atmosférico (incluindo eventualmente as raízes) possa estar sujeita ao fenómeno da transpiração, esta realiza-se, para a maioria das plantas, quase exclusivamente nas folhas. Existem basicamente duas vias para este

1099 processo, as chamadas transpiração cuticular e a transpiração estomática⁷
 1100 (Figura 7.20). Ambas as vias constituem um circuito complexo de
 1101 resistências em série e em paralelo às quais se soma, por último, em série,
 1102 a resistência oferecida pela camada limite de difusão do vapor de água
 1103 ('boundary layer') que rodeia a folha.



1104
 1105 Figura 7.20. Representação esquemática de um corte transversal de uma folha
 1106 mostrando as principais vias da transpiração. 1- epiderme superior (com cutícula);
 1107 2- epiderme inferior (com cutícula); 3- parênquima empalçado; 4- parênquima
 1108 lacunoso; 5- mesófilo; 6- vaso do xilema; 7- câmara estomática; 8- célula-guarda
 1109 do estoma; 9- fluxo de água (estado líquido) do xilema para uma célula de
 1110 parênquima vizinha; 10- evaporação de água das células do mesófilo para a
 1111 câmara estomática; 11- transpiração estomática; 12- transpiração cuticular; 13-
 1112 perfil da camada limite ('boundary layer').

1113 Em termos quantitativos, designa-se por transpiração a
 1114 quantidade de água (mol, g, L ou m³ por exemplo) evaporada de uma
 1115 planta ou comunidade vegetal por unidade de tempo (s, h ou dia, por
 1116 exemplo). A denominada taxa de transpiração (*T*) é a transpiração por
 1117 unidade de área foliar, ou seja, a quantidade de água evaporada por
 1118 unidade de área foliar por unidade de tempo (mmol m⁻² s⁻¹ são as
 1119 unidades correntemente usadas). À quantidade de água evaporada a
 1120 partir do solo por unidade de tempo chama-se evaporação (quantidade
 1121 por tempo) dando-se ao conjunto da água transpirada pelas plantas e
 1122 evaporada do solo o nome de evapotranspiração (também quantidade por
 1123 tempo) ou taxa de evapotranspiração que é a quantidade de água
 1124 evaporada (do solo) mais a transpirada (pelas plantas) por unidade de
 1125 área de solo (geralmente) por unidade de tempo.

⁷ Existe também a transpiração lenticular, em órgãos com desenvolvimento secundário, mas que geralmente tem pouco significado em termos quantitativos.

1126 Como em qualquer outro processo de difusão, a intensidade da
1127 transpiração depende, por um lado, da diferença entre a energia da água
1128 na atmosfera interna da folha e a energia na atmosfera exterior e, por
1129 outro, da resistência oferecida ao fluxo difusivo pela própria folha.

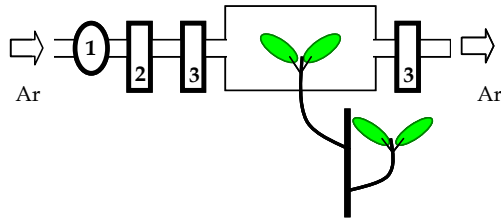
1130 A força motriz para a difusão de vapor de água (a diferença de
1131 energia da água) pode ser expressa como diferença de potencial hídrico
1132 mas, por motivos que não cabe aqui explicar, utilizou-se até há alguns
1133 anos a diferença de pressão ou concentração de vapor e, hoje em dia, a
1134 diferença de fração molar da água (X), ou seja, o n° de moles de vapor de
1135 água sobre o n° total de moles de moléculas do ar (incluindo o vapor de
1136 água). Por outro lado, até há poucos anos, exprimia-se normalmente a
1137 resistência (r) à transpiração em $s\ m^{-1}$ e, hoje em dia, usa-se o inverso, a
1138 condutância ($g_s = 1/r$), mas agora expressa nas mesmas unidades da
1139 transpiração, ou seja, $mmol\ m^{-2}\ s^{-1}$. Sendo a taxa de transpiração (T) a
1140 quantidade (mmol) de água evaporada por unidade de área foliar (m^{-2})
1141 por unidade de tempo (s^{-1}), pode então equacionar-se da seguinte forma:

$$\begin{array}{lcl} \text{Taxa de} & = & \Delta \text{ Fração Molar da Água} \quad \times \quad \text{Condutância} \\ \text{Transpiração} & & \\ T & = & \Delta X_{\text{vapor de água}} \quad \times \quad g_s \quad (7.42) \\ (\text{mmol}\ m^{-2}\ s^{-1}) & & (\text{mol}\ mol^{-1}, \text{ sem dimensão}) \quad (\text{mmol}\ m^{-2}\ s^{-1}) \end{array}$$

1143
1144 Utilizam-se portanto as mesmas unidades para T e g_s
1145 precisamente porque a fração molar do vapor de água não tem dimensão,
1146 sendo necessário tomar alguma atenção para não se trocar um pelo outro.

1147 Na prática, para efeitos do cálculo da condutância da folha, caso a
1148 planta se apresente saudável, pode-se considerar que o valor da
1149 humidade relativa nos espaços intercelulares da folha é 100% (geralmente
1150 será maior que 99,5%).

1151 Ao longo do tempo, foram criados e aperfeiçoados diversos
1152 métodos e equipamentos para medir a transpiração. Hoje em dia é
1153 medida com aparelhos denominados porómetros (Figura 7.21) ou, quando
1154 se mede simultaneamente a taxa de fotossíntese, com um IRGA ('Infra-
1155 Red Gas Analyser', Analisador de Gas por Infra-Vermelho). Há vários
1156 tipos de porómetros mas todos determinam a taxa de transpiração (T) ou
1157 a condutância estomática (g_s) pelo aumento da humidade da atmosfera
1158 que rodeia a folha, ou parte desta, devido à sua transpiração.

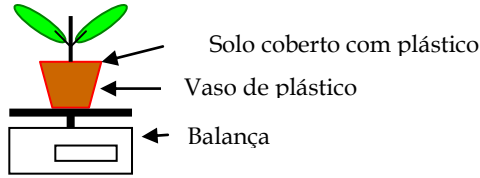


1159 Figura 7.21. Esquema de um porómetro para determinação da taxa de
 1160 transpiração (T) ou da condutância (g_s) em plantas. 1- Gerador de fluxo de ar; 2-
 1161 Medidor de fluxo de ar; 3- Medidor da humidade do ar. As folhas da planta são
 1162 colocadas na câmara de vidro. O ar é forçado a entrar, medindo-se este fluxo. Pela
 1163 diferença entre a humidade do ar à entrada e à saída da câmara, é possível
 1164 calcular a transpiração da planta. Os porómetros de hoje em dia medem a
 1165 transpiração apenas numa pequena porção da folha.

1166 O porómetro permite normalmente uma boa avaliação da
 1167 condutância foliar (g_s), que basicamente reflete a abertura dos estomas.
 1168 No entanto, principalmente para plantas com um grande número de
 1169 folhas, em que não é possível medir g_s em todas as folhas, a estimativa da
 1170 transpiração total de uma planta, a partir dos valores de transpiração
 1171 medidos em algumas folhas, pode levar a grandes erros. Quando se
 1172 pretende medir com rigor a massa de água transpirada por uma planta, e
 1173 desde que esteja em vaso, é preferível usar um método gravimétrico
 1174 (Figura 7.22) que consiste simplesmente na sucessiva pesagem do
 1175 conjunto planta mais vaso hermeticamente fechado. A transpiração é
 1176 dada pela perda de peso do conjunto ao longo do tempo. Outros fatores
 1177 que afetam o peso da planta, como a fotossíntese líquida, serão negligíveis
 1178 num intervalo de tempo reduzido. Pode também usar-se este método para
 1179 uma folha seccionada de uma planta, o chamado método das pesagens
 1180 rápidas. Verificou-se que a transpiração destas folhas, durante os
 1181 primeiros minutos após o seccionamento, é aproximadamente igual à que
 1182 a folha tinha quando ligada à planta.

1183 Para a avaliação real da transpiração total em plantas não
 1184 envasadas, podem usar-se sondas de fluxo de seiva ou abordagens mais
 1185 holísticas como seja a análise dos fluxos totais de vapor de água sob a
 1186 vegetação.

1187



1188

1189 Figura 7.22. Método gravimétrico para determinação da transpiração em plantas.
 1190 O vaso deve ser de material impermeável (e.g. plástico) e a superfície do solo deve
 1191 ser coberta também com um material impermeável. Se o solo estiver descoberto
 1192 mede-se neste caso a evapotranspiração. Pode utilizar-se este método para uma
 1193 folha isolada. Para se calcular a taxa de transpiração ($\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é necessário
 1194 dividir a variação de peso em gramas por 0,018 (o peso de 1 mmol de água),
 1195 depois dividir este valor pela área foliar da planta em m^2 e, finalmente, dividir o
 1196 valor obtido pelo tempo em segundos.

1197 **5.3 Fluxos de massa**

1198 A dinâmica do movimento de água no solo efetua-se sob a ação
 1199 das mesmas forças que atuam sobre as moléculas de água, isto é os
 1200 gradientes de carga de pressão e gravitacional. Pelo contrário, logo que a
 1201 fase líquida se encontra em equilíbrio hidrostático, a soma das cargas de
 1202 pressão e gravitacional é constante e o movimento resulta do gradiente de
 1203 potencial químico. A dinâmica é assim caracterizada por dois mecanismos
 1204 independentes que se produzem em simultâneo: o de transporte de *massa*,
 1205 *convecção ou fluxo Darciano*, um processo passivo que dá origem ao
 1206 transporte por deslocação e movimento global da fase líquida, e o de
 1207 *difusão molecular*, que origina o movimento e homogeneização progressiva
 1208 da solução.

1209 **5.3.1 Movimento de água em solo saturado**

1210 Quando as forças que atuam no solo não se encontram em
 1211 equilíbrio, ocorrem fenómenos de movimento da fase líquida e gasosa em
 1212 relação à sua matriz. A força que origina o movimento é igual mas de
 1213 sentido contrário ao gradiente do potencial total da fase líquida. A
 1214 velocidade durante o processo é geralmente expressa na dimensão de
 1215 fluxo e o fluxo q_x , definido como a quantidade de líquido transportada
 1216 por unidade de tempo, através da unidade de área de uma superfície
 1217 plana perpendicular a uma direção x .

1218 A equação de Darcy que quantifica o escoamento em meios
 1219 porosos na presença de um fluido escreve-se como:

$$q = -K_s \frac{dH}{dz} \quad (7.43)$$

1220 onde o fluxo médio, q , é proporcional à perda de carga e a uma constante
1221 de proporcionalidade K . H é a carga hidráulica e dH/dz o gradiente de
1222 carga hidráulica, também chamado de gradiente hidráulico. K_s é uma
1223 constante de proporcionalidade e uma propriedade do solo. O parâmetro
1224 K_s é conhecido por *condutividade hidráulica saturada*. Como dH e Δz têm
1225 dimensões de $[L]$, então K_s terá as dimensões de velocidade $[L/T]$. Sabe-se
1226 que o valor da condutividade hidráulica depende não só do meio, mas
1227 também do fluido que o atravessa, com valores mais elevados para solos
1228 arenosos e grosseiros e mais baixos para solos argilosos. A presença do
1229 sinal negativo na equação de Darcy resulta do facto de que a direção do
1230 escoamento e do fluxo corresponde à do potencial total decrescente.

1231 **5.3.2 Movimento de água em solo não saturado**

1232 A equação de Darcy aplica-se ao meio não saturado, já que a
1233 proporcionalidade entre os gradientes de pressão e o fluxo continua
1234 válida. O comportamento global da fase líquida é, por consequência,
1235 descrito por uma relação fluxo-gradiente de potencial. Contudo neste caso
1236 a resistência ao escoamento, isto é, a *condutividade hidráulica* da lei de
1237 Darcy, depende do teor em água do solo.

1238 Nos escoamentos verticais, importantes do ponto de vista das
1239 transferências que se dão no sistema solo-planta-atmosfera, é possível
1240 com base em perfis de carga matricial e gravitacional caracterizar as
1241 transferências de água na zona não saturada com a *direção* dos
1242 escoamentos, dependendo da forma e do declive dos perfis de carga total.
1243 Considerando a orientação do eixo z ascendente e positivo, a referência à
1244 superfície do solo e recordando que o escoamento se produz na direção de
1245 potenciais *decrescentes*, os três casos mais comuns de escoamento são os
1246 que se apresentam na figura seguinte (Musy e Soutter, 1991).

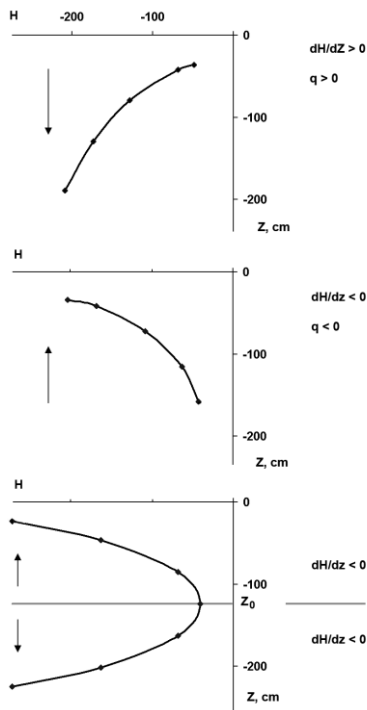


Figura 7.23. - Perfis de carga total - escoamento descendente, ascendente e redistribuição

1247

1248
1249

1250 Situação 1) *O potencial total diminui em profundidade*: o escoamento
1251 produz-se nessa direção de potencial decrescente e efetua-se na direção
1252 oposta a z , em direção à profundidade ($q < 0$).

1253 Situação 2) *O potencial total diminui em direção à superfície*: o
1254 escoamento produz-se nessa direção de potencial decrescente e efetua-se
1255 na direção de z , em direção à superfície ($q > 0$)

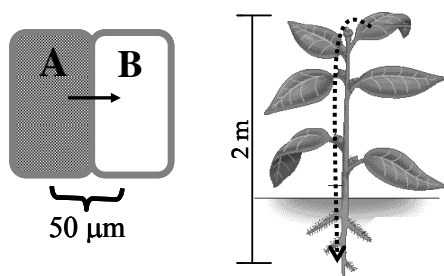
1256 Situação 3) *A curva do potencial total apresenta um mínimo à cota z_0* : o
1257 fluxo é nulo a essa profundidade e o escoamento é ascendente acima desse
1258 plano de fluxo nulo e descendente abaixo dele.

1259 Esta última situação apresenta-se geralmente a seguir a uma
1260 chuvada ou rega, na ausência de freático ou quando profunda e deve-se à
1261 existência simultânea de evaporação à superfície e de redistribuição em
1262 profundidade. Com o desenrolar do tempo, o plano de fluxo nulo desloca-
1263 se em direção à profundidade e a curvatura do perfil de carga total
1264 diminui progressivamente.

1265 5.3.3 Movimento de água no xilema e no floema

1266 O desenvolvimento de estruturas que permitiram o fluxo em
1267 massa de água, e dos nutrientes nela dissolvidos, constituiu um passo
1268 muito importante na evolução dos seres vivos em geral e obviamente
1269 também das plantas. O exemplo seguinte (Figura 7.24) mostra claramente
1270 este aspeto. O tempo que demora o processo de difusão varia
1271 exponencialmente com a distância. Neste exemplo, difusão de glicose
1272 entre duas células próximas (50 μm), leva cerca de 2,5 segundos até se
1273 atingir metade do equilíbrio, como se pode ver pela equação 7.44.

1274 Mas, a difusão da mesma glicose desde as folhas de uma planta
1275 até à raiz, caso a distância fosse de 2 metros, demoraria 2×10^9 segundos,
1276 que são mais de 63 anos (ver equação 7.45). Conclui-se, assim, que a
1277 difusão só é um processo de transporte eficiente para distâncias curtas, da
1278 ordem dos milímetros. Para distâncias maiores, é necessário outro tipo de
1279 transporte. O fluxo em massa da mesma glicose, entre a parte aérea e a
1280 raiz desta mesma planta, leva normalmente pouco mais de uma hora.



1281

$$t_{1/2} = \text{distância}^2 / \text{coeficiente de difusão} \quad (7.44)$$

50 μm : $t_{1/2} = (50 \times 10^{-6} \text{ m})^2 / 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} = 2,5 \text{ s} \quad (7.45)$

2 m: $t_{1/2} = (2 \text{ m})^2 / 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} = 2 \times 10^9 \text{ s} \quad (7.46)$

1282 Figura 7.24. A difusão entre células e entre órgãos. A célula A tem uma alta
1283 concentração de glicose e a célula B hipoteticamente não tem glicose. Por difusão,
1284 o tempo que leva a que a célula B fique com metade da concentração de glicose da
1285 célula A, é cerca de 2,5 segundos. A difusão da mesma glicose a uma distância de
1286 2 metros, demoraria mais de 63 anos (2×10^9 segundos). Adaptado de Taiz e
1287 Zeiger (2002),

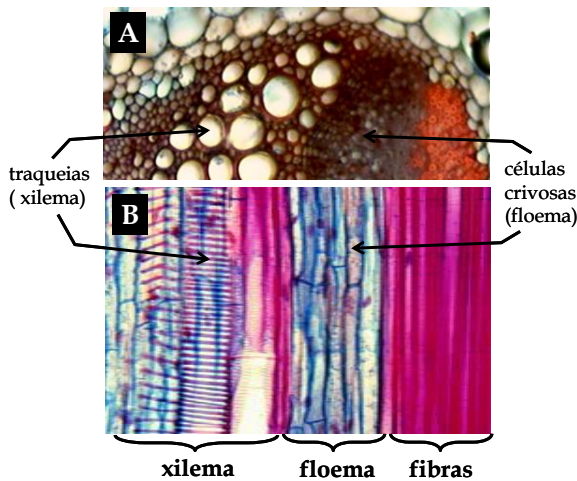
1288 Na verdade, os seres vivos mais evoluídos possuem sistemas de
1289 transporte que permitem o fluxo em massa de nutrientes entre os seus

1290 órgãos. Excetuando algumas algas e outros seres vivos formados por
1291 colônias de células pouco diferenciadas, todos os seres vivos de grandes
1292 dimensão têm sistemas de transporte por fluxo em massa, como por
1293 exemplo o sistema circulatório sanguíneo e o respiratório dos animais.

1294 Nas plantas, há duas vias de transporte por fluxo em massa: o
1295 xilema e o floema. As células condutoras de ambos caracterizam-se por
1296 não ter membranas a separar as células de um mesmo vaso condutor.
1297 Caso assim não fosse, os fluxos seriam por osmose, portanto difusivos e
1298 ineficientes para longas distâncias.

1299 No floema, dá-se, essencialmente, o transporte de produtos da
1300 fotossíntese, das folhas (os chamados locais de produção) para os locais
1301 onde são utilizados no metabolismo (os chamados locais de consumo),
1302 principalmente os tecidos em crescimento como sejam ápices radiculares e
1303 caulinares, flores e frutos em desenvolvimento. De qualquer modo, como
1304 foi referido anteriormente, este é um fluxo interno da planta que não afeta
1305 diretamente o fluxo no sistema solo, planta, atmosfera.

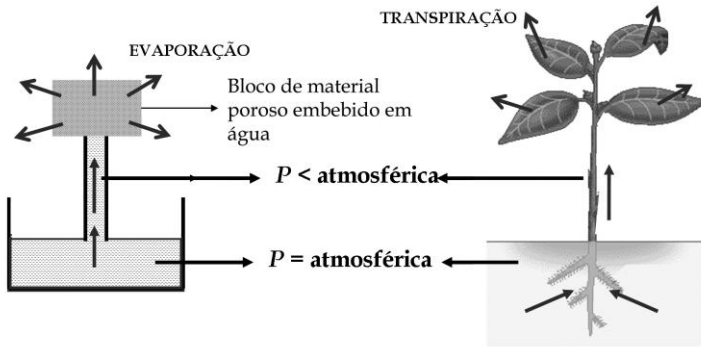
1306 A Figura 7.25 mostra um feixe vascular duplo, com xilema e
1307 floema, em corte transversal (A) e longitudinal (B).



1308 Figura 7.25. Fotografias ampliadas (aproximadamente 150 vezes) de cortes
1309 transversal (A) e longitudinal (B) de um feixe vascular duplo com xilema e floema.
1310 À direita, existe um feixe de fibras de esclerênquima que tem apenas função de
1311 suporte. Podem ver-se as grandes células condutoras do xilema - traqueias - e as
1312 do floema - células crivosas.

1313 Os vasos do xilema, com grande diâmetro, constituem uma via de
1314 baixa resistência ao fluxo ascendente da solução xilémica desde a raiz até
1315 às folhas.

1316 As bases teóricas da força motriz deste transporte foram
1317 estabelecidas nos finais do século XIX a início do século XX,
1318 principalmente por Dixon e Joly⁸, e são mostradas na Figura 7.26. A saída
1319 (transpiração) de água pelas folhas leva ao fluxo de água do xilema em
1320 direção aos estomas, o que causa uma diminuição da pressão no xilema
1321 na parte aérea da planta e, conseqüentemente, a solução xilémica é
1322 aspirada, ascendendo da raiz para as folhas. Designou-se de mecanismo
1323 da coesão-tensão porque se baseia na coesão entre as moléculas de água
1324 que é necessária para que a coluna ascendente de água não se quebre
1325 facilmente e na tensão gerada no xilema pelo processo de transpiração.
1326 Este mecanismo não exige o dispêndio de energia metabólica, apenas o
1327 calor suficiente para causar evaporação, como foi comprovado pelo
1328 modelo mostrado na figura 7.26.

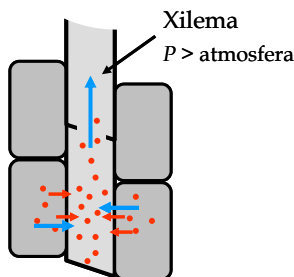


1329
1330 Figura 7.26. Mecanismo da coesão-tensão para o transporte no xilema. O modelo à
1331 esquerda mostra que a evaporação de água a partir de um material poroso
1332 (simulando as folhas), causa uma tensão (pressão inferior à atmosférica) na água
1333 no interior do tubo de vidro (simulando o xilema) o que leva à entrada de água
1334 para o tubo a partir do recipiente (simulando a água no solo e na zona radicular).

1335 Um dos problemas deste modelo foi a constatação de que, quando
1336 se cortava o caule de algumas plantas, surgia água na secção inferior do
1337 corte, sugerindo uma pressão positiva no xilema. De facto, veio mais tarde

⁸ Henry Horatio Dixon (1869 a 1953), Irlandês, botânico. John Joly (1857 a 1933), físico, desenvolveu a radioterapia para o tratamento do cancro, ainda algumas técnicas para estimar a idade geológica com base na radioactividade, para além do apoio à construção do modelo da ascensão da água nas plantas.

1338 a comprovar-se a existência de um mecanismo alternativo que 'empurra' a
1339 água a partir da raiz. É o chamado mecanismo da pressão radicular
1340 (Figura 7.27) que induz o fluxo ascendente por um fenómeno de osmose
1341 na raiz.



1342
1343 Figura 7.27. A pressão radicular é causada pelo transporte ativo, na raiz, de
1344 solutos (nutrientes) para o xilema, a partir de células vizinhas. O aumento da
1345 concentração de solutos no xilema causa a entrada de água por osmose e,
1346 conseqüentemente, o aumento da pressão na parte terminal do xilema e a
1347 ascensão da solução xilémica.

1348 De qualquer modo este mecanismo da pressão radicular tem,
1349 normalmente, pouco significado em termos quantitativos e deixa de se
1350 manifestar sempre que a planta transpira razoavelmente.

1351 Outro facto que levantou (e continua a levantar) algumas dúvidas
1352 em relação ao mecanismo da coesão-tensão, foi a impossibilidade teórica
1353 de elevar, por aspiração, uma coluna de água a mais de 10 metros de
1354 altura sem que houvesse rutura (quebra da coesão). Hoje sabe-se que,
1355 principalmente em condições de elevada transpiração, ocorrem
1356 efetivamente múltiplas cavitações nos vasos do xilema, detetáveis pela
1357 emissão de ultrassons. Assume-se, assim, que as colunas ascendentes de
1358 água vão sofrendo quebras, sendo o fluxo desviado para vasos paralelos
1359 até que a bolha de cavitação desapareça e o vaso volte a ficar funcional.

1360 6. Referências

- 1361 FAO, 2006. Guidelines for soil description, 4th ed. Food and Agriculture
1362 Organization of the United Nations. Rome, pp. 109.
- 1363 Gomes M. Pereira & Silva A. Antunes. 1962. Um novo diagrama triangular
1364 para a classificação básica da textura do solo. Estudos Agronómicos
1365 (Lisboa), 3 (1) 1-9.
- 1366 Hillel D. 1998. Environmental Soil Physics. Academic Press. San Diego.
- 1367 Musy A., Soutter M. 1991. Physique du Sol, Presses Polytechniques et
1368 Universitaires, Romandes, Collection Gérer L'Environnement 6.

- 1369 Nemes A., Wosten J.H.M., Lilly, A. & Oude Voshaar J.H. 1999. Evaluation of
1370 different procedures to interpolate particle-size distributions to
1371 achieve compatibility within soil databases. *Geoderma*, 90, 187-202.
1372 Nimmo J. R. 2005. Porosity and Pore-Size Distribution. In: Hillel, D. (Ed.).
1373 Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier Science. Oxford. 4
1374 vol.
1375 Nobel P., 2009. *Physicochemical and Environmental Plant Physiology*, Fourth
1376 Edition. Academic Press, U.K.
1377 Santos F. L., 2003. Transferência de Água e de Solutos no Solo, Publicações
1378 Universidade de Évora, Série Ciências Agrárias N° 9, 2ª edição
1379 revista.
1380 SSSA, 2008. Glossary of Soil Science Terms 2008. Soil Science Society of
1381 America. Madison, pp. 93.
1382 Steudle E., Zimmermalm, U., 1971. Hydraulische Leitfähigkeit von *Valonia*
1383 *utricularis*. *Z. Naturforsch.* 26b, 1302-1311
1384 Taiz L., Zeiger E., 2002. *Plant Physiology*. 3rd edition, Sinauer Associates,
1385 USA
1386