

Título: Hidrologia Agrícola

Editores: Shakib Shahidian
Rita Cabral Guimarães
Carlos Miranda Rodrigues

Primeira Edição 2012
Segunda Edição revista e ampliada 2017

ISBN: 978-989-8550-40-8

Uma edição conjunta:

Escola de Ciência e Tecnologia da Universidade de Évora
e
ICAAM - Instituto de Ciências Agrárias e Ambientais Mediterrânicas

Instituto de Ciências Agrárias e Ambientais Mediterrânicas (ICAAM)
Escola de Ciência e Tecnologia da Universidade de Évora
Universidade de Évora
Núcleo da Mitra
Apartado 94
7002-774 Évora

© 2017 Os autores

Impresso pela Libéris
Setembro 2017

Hidrologia Agrícola

Shakib Shahidian
Rita Cabral Guimarães
Carlos Miranda Rodrigues
António Chambel
Carlos A. Alexandre
Francisco L. Santos
Gottlieb Basch
José A. Andrade
Renato Coelho

Índice

Capítulo 1 Ciclo hidrológico

1. Conceitos gerais	1
2. Equação clássica da hidrologia	2
3. Distribuição da água na Terra	3
4. Exercícios	4
5. Referências bibliográficas	4

Capítulo 2 Bacia hidrográfica

1. Conceitos gerais	5
2. Delimitação de uma bacia hidrográfica	7
3. Caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica	7
3.1 Características geométricas	8
3.1.1. Área de drenagem	8
3.1.2. Forma da bacia	8
Coeficiente de compacidade	9
Fator de forma	9
3.2 Características do sistema de drenagem	10
3.2.1. Constância do escoamento	10
3.2.2. Classificação dos cursos de água	11
Classificação decimal	11
Classificação Horton-Strahler	12
3.2.3. Densidade de drenagem	13
3.3 Características do relevo	13
3.3.1. Altitude média	14
3.3.2. Altura média	14
3.3.3. Curva hipsométrica	14
3.3.4. Retângulo equivalente	16
3.3.5. Índice de declive da bacia	17
3.3.6. Perfil longitudinal do curso de água	18

3.3.7. Declive médio do curso de água	18
3.4. Tempo de concentração	18
3.5. Geologia, solos e coberto vegetal	20
4. Exercícios	20
5. Referências bibliográficas	22

Capítulo 3

Clima e estado do tempo. Fatores e elementos do clima. Classificação do clima

1. Sistema climático, clima e estado do tempo	23
2. Cartas sinópticas e Normais Climatológicas	24
3. Variabilidade do tempo e do clima	25
4. Fatores do clima	27
4.1. Fatores externos ao sistema climático	28
4.1.1. Variação orbital da Terra	28
4.1.2. Atividade solar	30
4.1.3. Impacto de meteoritos	31
4.1.4. Deriva dos continentes e a tectónica de placas	31
4.1.5. Atividade vulcânica	32
4.2. Fatores internos ao sistema climático	32
4.2.1. Albedo	33
4.2.2. Composição atmosférica e variação da concentração dos seus componentes	34
4.2.3. Intercâmbio de energia entre massas de água e atmosfera	35
4.2.4. Circulação da atmosfera/massas de ar	37
4.2.5. Correntes marítimas	38
4.2.6. Continentalidade / Maritimidade	39
4.2.7. Fisiografia	40
4.2.8. Vegetação	41
4.2.9. Impactes antropogénicos	41
5. Elementos climáticos	45
5.1. Generalidades	45
5.2. Radiação solar global e radiação líquida	45
5.3. Insolação e nebulosidade	47
5.4. Temperatura do ar	48
5.5. Precipitação	49
5.6. Humidade do ar	50

5.7. Evaporação e evapotranspiração	53
5.8. Pressão atmosférica	54
5.9. Vento	56
6. Classificações climáticas	57
6.1. Tipos de classificações	57
6.2. Classificação climática de Köppen	60
6.3. Classificação racional dos climas de Thornthwaite	66
7. Exercícios	69
8. Referências bibliográficas	71
ANEXOS	74
LISTA DE SÍMBOLOS	78

Capítulo 4 Precipitação

1. Generalidades	81
2. Classificação das precipitações	83
2.1 Precipitações convectivas	83
2.2 Precipitação orográficas	83
2.3 Precipitações ciclónicas ou frontais	84
3. Medição da precipitação	85
3.1 Aparelhos de medição da precipitação	86
3.2 Rede udométrica	89
3.3 Precipitação em área	90
4. Distribuição espaço-temporal da precipitação	93
4.1 Estruturas espaço-temporais da precipitação	94
4.2 Tendência da variação espacial	95
4.3 Postos udométricos virtuais	97
5. Preenchimento de falhas nos registos	98
5.1 Média aritmética	98
5.2 Rácio médio (U.S. Weather Bureau)	98
5.3 Inverso da distância	98
5.4 Correlação	99
6. Análise da qualidade dos dados	99
6.1 Verificação da consistência	99
6.2 Verificação da homogeneidade	102

7. Distribuição temporal da precipitação	104
7.1 Análise das séries de precipitação anual	104
7.2 Análise das séries de precipitação mensal	105
8. Precipitações intensas	107
8.1 Introdução	107
8.2 Curvas de possibilidade udométrica	108
8.3 Relação entre a precipitação, duração e a área	110
8.4 Hietograma de projeto	111
9. Exercícios	116
10. Referências bibliográficas	117

Capítulo 5

Escoamento superficial

1. Conceitos gerais	119
2. Processo de escoamento	120
3. Componentes do escoamento	122
4. Fatores do escoamento	123
4. 1. Fatores climáticos	123
Fatores relativos à precipitação	123
Fatores condicionantes da evapotranspiração	123
4. 2. Fatores fisiográficos	123
5. Medição do escoamento de superfície	124
5.1. Método da secção - velocidade	124
5.2. Método estrutural	127
6. Curva de vazão	128
7. Registo dos níveis hidrométricos	129
7.1. Estabelecimento de uma rede hidrométrica	130
7.2. Estimção do escoamento na ausência de medições hidrométricas	131
8. Exercícios	132
9. Referências bibliográficas	132

Capítulo 6

Águas subterrâneas e agricultura

1. Introdução	133
---------------	-----

2. Caracterização dos aquíferos	136
3. Características hidráulicas dos recursos hídricos subterrâneos	139
4. Uso da água subterrânea na agricultura	142
5. Gestão da quantidade da água subterrânea em aquíferos e captações	144
6. Qualidade da água subterrânea para rega	145
7. Contaminação de águas subterrâneas por atividades agrícolas	148
7.1 Comportamento hidroquímico do azoto (N)	149
8. Conclusões	151
9. Exercícios	152
10. Referências bibliográficas	152

Capítulo 7

Relações solo-água-planta

1. Introdução	155
2. Água, solo e planta	155
2.1 Molécula e propriedades da água	156
2.2 Arquitetura do solo	159
2.2.1 Textura	160
2.2.2 Estrutura	165
2.2.3 Massa volúmica real, aparente e porosidade do solo	167
2.3 Arquitetura da planta	171
3. Indicadores de teor de água	175
3.1 Teor de água no solo	176
3.1.1 Humidade gravimétrica	177
3.1.2 Humidade volumétrica	177
3.1.3 Grau de saturação	178
3.1.4 Perfil hídrico e volume de água armazenado no perfil do solo	179
3.2 Teor de água na planta	180
3.2.1 Percentagem de água	180
3.2.2 Conteúdo hídrico relativo	181
4. Indicadores do estado energético da água	181
4.1 Potencial energético da água no solo	182
4.1.1 Potencial e carga hidráulica	182
4.1.2. Potencial e carga hidráulica em meio poroso saturado	184
4.1.3 Potencial e carga hidráulica em meio poroso não saturado	184

Relações entre teores de humidade e potencial de água no solo	185
Valores especiais de humidade e de potencial	187
4.2 Potencial energético da água na planta	188
4.2.1 Potencial osmótico	189
4.2.2 Potencial de pressão	190
4.2.3 Potencial hídrico	190
5. Fluxos e transporte de água	195
5.1 Conceitos	195
5.2 Fluxos por difusão – Processos de absorção e transpiração	197
5.3 Fluxos de massa	202
5.3.1 Movimento de água em solo saturado	202
5.3.2 Movimento de água em solo não saturado	203
5.3.3 Movimento de água no xilema e no floema	204
6. Exercícios	208
7. Referências bibliográficas	212

Capítulo 8

Evaporação e evapotranspiração

1. Definições	215
2. Fatores intervenientes	217
2.1 Fatores climáticos	217
2.2 Fatores físicos	218
2.3 Fatores da vegetação	218
2.4 Fatores do solo	219
3. Medição da evaporação e da evapotranspiração	219
3.1 Evaporímetros de tina ou de tanque	220
3.2 Atmómetros	221
4. Cálculo da evaporação por meio de balanço hidrológico	223
5. Medição da evapotranspiração	223
6. Fórmulas para determinação da evapotranspiração	224
6.1 Fórmula de Thornthwaite	224
6.2 Fórmula de Turc	226
6.3 Método de Penman modificado	227
6.4 Método de Penman-Monteith	229
6.5 Equação de Hargreaves-Samani	231
7. Evapotranspiração cultural	232

8. Evapotranspiração real	232
9. Exercícios	233
10. Referências bibliográficas	233

Capítulo 9

Gestão da água no regadio

1. Introdução	235
2. Métodos baseados na evapotranspiração	236
2.1 Recolha de informação para gestão com base na evapotranspiração	238
2.2 Cálculo do Kc com base em índices de vegetação	239
3. Métodos baseados no teor de água no solo	240
3.1. Gestão baseada no balanço hídrico do solo	240
3.2 Gestão baseada na medição direta de água no solo	244
3.3. Gestão baseada na medição indireta de água no solo	244
Bolbo de porcelana e tensiómetros	245
Condutividade elétrica: Watermark	246
Sondas TDR e capacitivas	246
4. Métodos baseados no estado hídrico da planta	247
Tensão da água na planta, ψ_w	247
Temperatura folhar	248
5. Discussão	250
6. Exercícios	251
7. Referências bibliográficas	254
ANEXOS	254

Anexo 1

Probabilidade e estatística aplicadas à hidrologia

1. Introdução	257
2. Conceitos e definições	257
2.1. Frequência e probabilidade	257
2.2. População e amostra	258
3. Estatísticas descritivas de uma população e de uma amostra	259
3.1. Medidas de tendência central	260
3.1.1. Média ou valor médio	260

3.1.2. Mediana	260
3.1.3. Moda	260
3.2. Medidas de dispersão	261
3.2.1. Desvio padrão	261
3.2.2. Coeficiente de variação	261
3.3. Assimetria	262
4. Distribuições de probabilidade	262
4.1. Variável aleatória.	262
4.2. Função de distribuição. Função densidade de probabilidade	264
4.3. Distribuições teóricas	264
4.3.1. Distribuições discretas	265
Distribuição binomial	265
4.3.2. Distribuições contínuas	265
Distribuição normal	265
Distribuição log-normal	269
Distribuição assintótica de extremos tipo I	269
5. Distribuições teóricas e variáveis hidrológicas	270
5.1. Ajustamento de distribuições teóricas aos dados experimentais	270
5.1.1. Testes de hipóteses	271
Teste do qui-quadrado	272
Teste de Kolmogorov-Smirnov	273
5.1.2. Posicionamento gráfico	273
6. Análise frequencial em hidrologia	275
6.1. Período de retorno. Risco hidrológico	275
6.2. Análise frequencial por posicionamento gráfico	276
6.3. Análise frequencial por fatores de frequência	276
7. Exercícios resolvidos	277
8. Tabelas	289
8.1. Tabela da função de distribuição normal, F(z)	289
8.2. Tabela da função de distribuição do χ^2	291
9. Referências bibliográficas	292

Capítulo 7

Relações solo-água-plantas

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 até às raízes, ascensão na planta e saída para a atmosfera. 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 plantas

O solo é o meio natural para o desenvolvimento das plantas terrestres, multifásico 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

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

2.1 Molécula e propriedades da água

A molécula de água é composta por dois átomos de hidrogénio fortemente unidos a um átomo de oxigénio por ligações covalentes (Figura 7.1). Tem uma massa molar de 18 g, correspondendo a 8 prótons e 8 neutrões do oxigénio e um próton de cada hidrogénio (os eletrões têm massa praticamente nula).

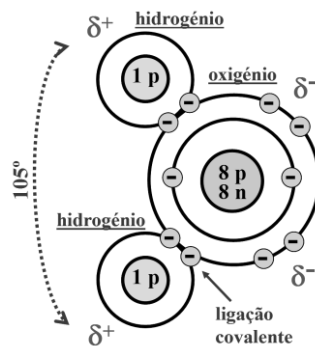


Figura 7.1. Representação esquemática da estrutura da molécula de água. O grande núcleo do átomo de oxigénio, com 8 prótons (p) e 8 neutrões (n), atrai os eletrões originando a formação de polos com cargas parciais positivas (δ^+) junto aos hidrogénios e cargas negativas (δ^-) junto ao oxigénio. Estas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

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

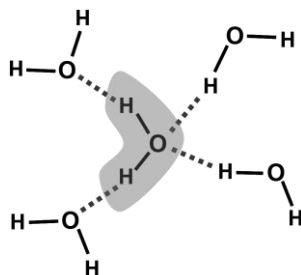


Figura 7.2. Representação esquemática das ligações por pontes de hidrogénio (linhas tracejadas) entre uma molécula de água (ao centro, sombreada) e quatro moléculas de água vizinhas.

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

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

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

A água é um líquido em CNTP e apresenta pontos de solidificação e ebulição de 0°C e 100°C, respetivamente. Em contraste, por exemplo, o sulfureto de hidrogénio (H₂S), uma molécula semelhante à água, apresenta pontos de fusão e ebulição de -82 °C e -60 °C. Esta enorme diferença deve-se às pontes de hidrogénio entre as moléculas de água que permitem, por um lado, a solidificação a uma temperatura relativamente

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

elevada (0 °C) e, por outro, exigem uma elevada energia e temperatura para que se dê a ebulição.

O grande número de pontes de hidrogénio é também responsável por outras importantes propriedades da água, nomeadamente o elevado calor específico (1 kcal kg⁻¹ °C⁻¹), porque há um grande consumo de energia para aumentar a agitação (temperatura) das moléculas de água, e o elevado calor latente de vaporização (cerca de 40 kJ mol⁻¹), já que é necessário fornecer muito calor para quebrar as pontes de hidrogénio que ligam uma molécula de água às vizinhas e permitir, assim, a sua libertação para o estado gasoso.

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

Apesar desta elevada coesão, a água tem uma viscosidade (resistência ao fluxo) relativamente baixa (aproximadamente 1 mPa s⁻¹ a 20 °C). A elevada fluidez da água deve-se à curta duração de cada ponte H, o que permite que duas moléculas de água estejam ligadas entre si num dado momento mas, passados alguns picossegundos, estejam ligadas a outras.

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

Outra característica interessante da água é a relação entre a densidade e a temperatura. No estado líquido tem densidade máxima (1000 kg m⁻³) a 4° C, diminuindo ligeiramente a maiores temperaturas (e.g. 996 kg m⁻³ a 30 °C). No estado sólido a densidade é consideravelmente menor (917 kg m⁻³ a 0 °C). Este aumento de cerca de 9% no volume do gelo, relativamente à água no estado líquido (Figura 7.3), deve-se ao facto de, no estado sólido, se estabelecerem 4 pontes de hidrogénio por molécula, originando-se uma estrutura cristalina que deixa mais espaços entre as moléculas de água.

A baixa compressibilidade da água (5,1×10⁻¹⁰ Pa⁻¹ a 0 °C) no estado líquido, uma propriedade muito importante na regulação da

pressão celular e fenómenos de osmose nas plantas, deve-se precisamente à grande proximidade, portanto pouco espaço, entre as moléculas de água no estado líquido.

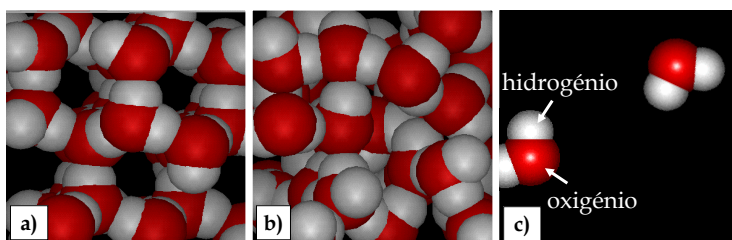


Figura 7.3. Representação da disposição das moléculas de água em três estados. No estado sólido (a) forma-se um cristal o que leva ao aumento do espaço entre as moléculas e, conseqüentemente, do seu volume relativamente ao estado líquido (b). No estado gasoso (c) as moléculas de água estão muito afastadas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

2.2 Arquitetura do solo

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

Uma propriedade fundamental do solo é a sua anisotropia, ou a grande variabilidade das suas características em todas as direções do espaço. A expressão dessa variabilidade na direção vertical é dada pela estratificação de horizontes e camadas que, no seu conjunto, representam o perfil do solo. No mesmo perfil de solo cada horizonte apresenta materiais específicos e que podem ser muito contrastantes com os de horizontes contíguos. O material do solo é um sistema heterogéneo, polifásico, particulado, disperso e poroso (Hillel, 1998). Heterogéneo porque apresenta muitos tipos de substâncias numa mistura não homogénea. Polifásico porque inclui matéria sólida, líquida e gasosa (Figura 7.4). Particulado e disperso por ser constituído por partículas que se podem separar umas das outras e que totalizam uma enorme área superficial. Poroso por apresentar espaços vazios entre as partículas sólidas, ocupados por ar e água – esta última também designada como solução do solo, devido aos solutos que apresenta.

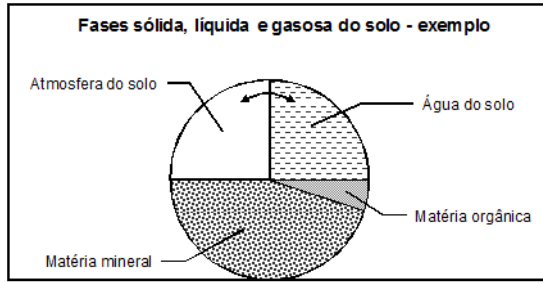


Figura 7.4. Proporção tipo entre a fase sólida e os poros do solo, ocupados com fase líquida e gasosa.

2.2.1 Textura

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

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

- 1) Terra fina ou fração fina (diâmetro <2 mm) e elementos grosseiros ou fração grosseira (diâmetro >2 mm).
- 2) Divisão da terra fina em três classes – areia, limo e argila.

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

Existem vários sistemas de divisão das classes de partículas que constituem a fração fina. No Quadro 7.1 indicam-se os 3 sistemas mais usados no âmbito das Ciências do Solo. Em todos estão representadas as três principais classes – areia, limo e argila – sendo o limite inferior da

areia (ou limite superior do limo) a principal diferença entre eles. As diferenças entre estes sistemas acentuam-se ao nível das subclasses.

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

Quadro 7.1. Classes de partículas de acordo com o sistema adotado em Portugal para a textura do solo (IUSS) e comparação com dois sistemas muito 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
		200	250	200	Areia fina
	Areia fina	20	50	63	Limo grosso
Limo (<i>silt</i>)				20	Limo fino
		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).

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

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

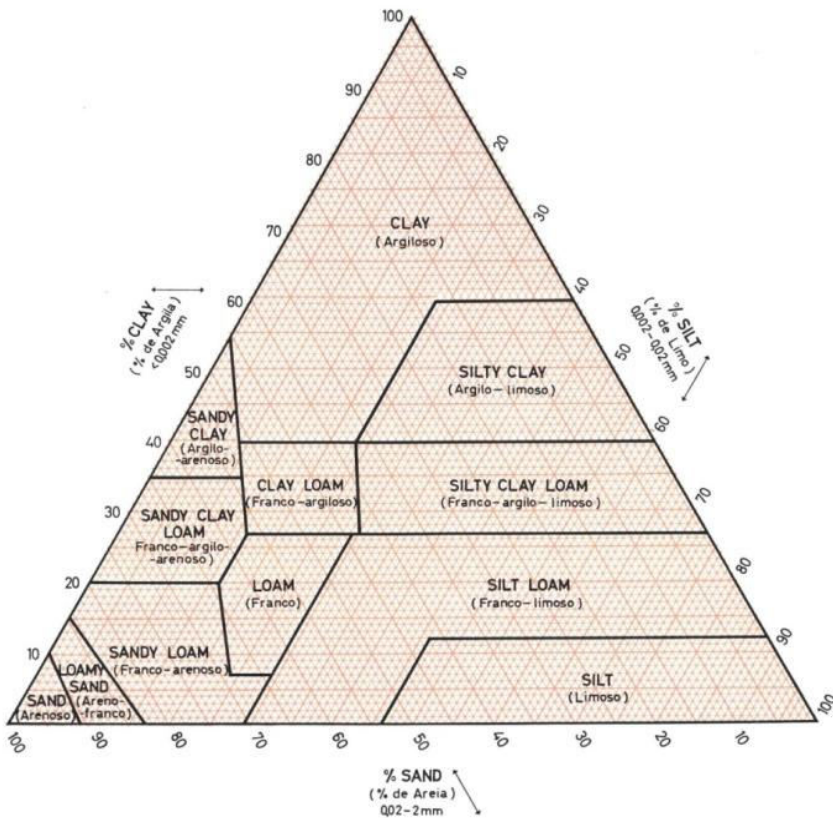


Figura 7.5. Diagrama triangular das classes texturais de acordo com a classificação granulométrica da IUSS adaptado por Gomes & Silva (1962).

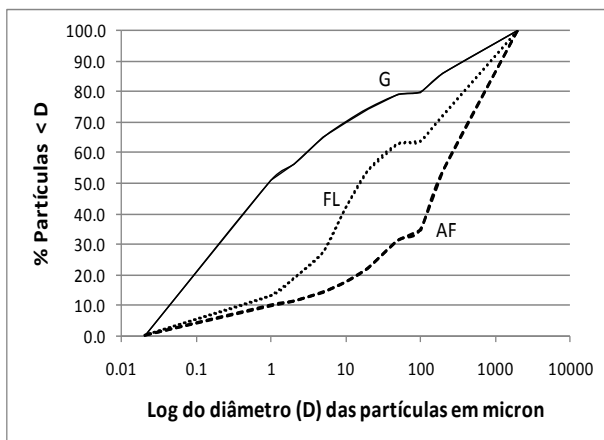


Figura 7.6. Curvas de distribuição granulométrica cumulativa para 3 horizontes (terra fina) com classes texturais diferentes: G – argilosa, FL – Franco-limosa, AF – areno-franca.

A textura tem grande influência no comportamento hidrológico do solo, nomeadamente porque o tamanho das partículas determina a sua *superfície específica* – área da superfície das partículas por unidade de massa. Esta propriedade influi na interação das partículas com o meio em seu redor, em especial com a água e as substâncias nela dissolvidas, bem como com outras partículas, minerais e orgânicas, o que influi na porosidade do solo.

Ao contrário do que se pode pensar numa primeira impressão, quanto mais pequenas são as partículas maior é a sua superfície específica. O Quadro 7.2, na coluna mais à direita, apresenta valores da superfície específica observados (medidos) em partículas de areia fina, de limo (Leamson *et al.*, 1969) e de minerais de argila (Sumner, 1992), que demonstram o aumento da superfície específica com a diminuição do tamanho das partículas. Na coluna anterior temos valores calculados a partir de dois modelos simplificados de partículas: a) esféricas para partículas entre 2000 e 2 μm e b) planares ou com forma de disco para os minerais de argila.

Para a) faz-se a razão entre a área da superfície de uma esfera e a sua massa (produto do seu volume pela massa volúmica das partículas, ρ_r – ver 2.2.3):

$$S_e = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_r} = \frac{3}{r\rho_r} \quad (7.1)$$

Para b) faz-se a razão da área de um disco (faces superior, inferior e lateral) e a sua massa. Neste caso como a espessura das partículas é muito pequena (Quadro 7.2) pode desprezar-se a área lateral, obtendo-se uma expressão mais simplificada e que só depende da espessura das partículas:

$$S_e = \frac{(2\pi r^2 + 2\pi r a)}{\pi r^2 a \rho_r} \approx \frac{2}{a \rho_r} \quad (7.2)$$

Quadro 7.2. Exemplo de valores da superfície específica de partículas do solo e de minerais de argila. Os valores calculados assumem a aproximação das partículas do solo a esferas e das partículas dos minerais de argila a discos.

Partículas do solo	Diâmet. efetivo (μm)	Área (m^2)	Massa* (g)	Sup. esp. calc. ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$)	Sup. esp. obs. ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$)
Areia grossa**	2000	$1,3 \times 10^{-5}$	$1,1 \times 10^{-2}$	0,001	-
Areia fina	90	$2,5 \times 10^{-8}$	$1,0 \times 10^{-6}$	0,025	0,10
Limo	17,5	$9,6 \times 10^{-10}$	$7,4 \times 10^{-9}$	0,129	0,36
Limo	3	$2,8 \times 10^{-11}$	$3,7 \times 10^{-11}$	0,755	3,78
Argila**	2	$1,3 \times 10^{-11}$	$1,1 \times 10^{-11}$	1,132	-
Min. de argila		(μm)***			
Caulinite	0,3 - 2	1 - 4	-	38	5 - 40
Illite	0,3 - 1	0,02-0,07	-	1 078	60 - 200
Montmorilonite	0,03	0,001	-	-	600 - 800
Vermiculite	0,03	0,001	-	-	400 - 800

* Considerando uma massa volúmica de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ (ver 2.2.3);

* Limite superior da classe; dados experimentais da areia e limo de Leamns *et al.* (1969);

*** Espessura das partículas de argila (μm); dados dos minerais de argila de Sumner (1992).

Da comparação entre os dados calculados e observados no Quadro 7.2, verifica-se que o modelo das partículas esféricas tende a subestimar os valores da superfície específica observados para a areia e para o limo, aumentando o erro para as partículas mais pequenas. Por outro lado o modelo dos discos tende a sobrestimar a superfície específica dos minerais de argila e o erro também aumenta para partículas

mais pequenas. É de salientar que os valores indicados para a montmorilonite e a vermiculite mostram que a soma da área das partículas contidas numa colher de sopa destes minerais pode totalizar 1 ha. Isto mostra bem o enorme potencial de interações destes materiais para a água e para outras substâncias do solo.

2.2.2 Estrutura

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

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

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

A caracterização mais comum da estrutura do solo compreende a descrição da sua macroagregação com a indicação do tipo, classe e grau. O tipo traduz a forma dos agregados, considerando-se em geral os seguintes tipos e subtipos (Quadro 7.3): esferoforme (granular e grumoso), laminoforme, prisforme (prismático e colunar) e anisoforme (anguloso e subanguloso). O tipo anisoforme tem forma irregular e desenvolvimento aproximadamente igual em todas as direções.

Quadro 7.3. Principais tipos de estrutura do solo, ações predominantes na sua formação, tipos de classes (dimensão) e principais horizontes do solo onde 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)	III	B
	Colunar (CO)		B
	Laminar (LA)		Ap, B
- fragmentação e compactação (origem antrópica)	Fragmentada em grânulos e torrões (FR)	II	Ap*

* Ap - horizonte superficial mobilizado.

As classes referem-se ao tamanho dos agregados, variando de acordo com o tipo de agregação, como se pode ver no Quadro 7.4.

Quadro 7.4. 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

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

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

2.2.3 Massa volúmica real, aparente e porosidade do solo

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

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

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

No Quadro 7.5 apresentam-se as massas volúmicas de alguns constituintes do solo.

Quadro 7.5. 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

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

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

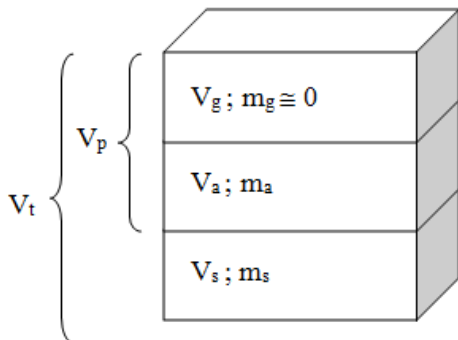


Figura 7.7. Representação teórica com separação das 3 fases da matéria que ocorrem no material do solo.

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

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

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

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

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

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

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

A porosidade total (ϕ) tem grande importância para a caracterização das propriedades hidrológicas do solo. Representa o volume de poros (V_p) relativamente ao volume total ou aparente do solo (V_t) e pode ser expressa em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ou em percentagem. O volume de poros (V_p) também pode ser expresso relativamente ao volume da fase sólida (V_s), obtendo-se o índice de vazios (Iv). Temos assim, respetivamente:

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

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

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

No Quadro 7.6 apresentam-se valores típicos da massa volúmica real (ρ_r), massa volúmica aparente (ρ_{ap}) e porosidade (ϕ) para alguns horizontes ou camadas do solo. A massa volúmica real do solo é relativamente constante e na maior parte dos casos pode assumir-se como sendo $\rho_r \approx 2,65 \text{ Mg m}^{-3}$. Este facto explica-se porque a massa volúmica real do solo corresponde à massa volúmica das partículas que o constituem (ver Quadro 7.4) entre as quais têm especial relevância o quartzo ($\rho = 2,65 \text{ Mg m}^{-3}$) e diversos minerais com massas volúmicas que oscilam em torno daquele valor.

Quadro 7.6. Exemplos de valores da massa volúmica real (ρ_r), massa volúmica 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-FA)		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.

Em contrapartida, a massa volúmica aparente do solo é muito mais variável e tem reflexos diretos (e de sentido contrário) na porosidade total do solo. Por exemplo, maior massa volúmica aparente implica, por definição, maior massa sólida no mesmo volume total ou aparente do solo e, portanto, menor volume de poros (para igual massa volúmica real). A relação em causa traduz-se pela seguinte expressão, obtida a partir de 7.11, com $V_p/V_t = (V_t - V_s)/V_t$ e substituindo os volumes por massa, através das relações 7.7 e 7.9, respetivamente :

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

Esta fórmula tem grande utilidade prática, permitindo o cálculo da porosidade efetiva, isto é, do volume de poros efetivamente disponível para ser ocupado por água (exclui os poros não conectados) a partir de métodos simples de determinação da massa volúmica aparente (Mg m^{-3}) e adotando um valor médio adequado para a massa volúmica real do solo (por exemplo: $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$).

A porosidade total do solo pode ser dividida em duas componentes: a porosidade textural e a porosidade estrutural. A primeira corresponde à porosidade que o solo apresentaria apenas em resultado de um arranjo aleatório das suas partículas primárias. A título de exemplo, o arranjo aleatório de partículas de areia quase esféricas e com diâmetros variados tende a originar uma porosidade aproximada de 30% (Nimmo, 2004). A porosidade estrutural traduz a diferença entre a porosidade total e a textural, que é devida à agregação do solo, ou seja, à organização introduzida na arquitetura do solo em resultado da atividade biológica (raízes de plantas, hifas de fungos, macro e mesofauna do solo), bem como de fenómenos abióticos (humedecimento-secagem, expansão-contração, ações de compressão e corte). No Quadro 7.7 apresenta-se a classificação de poros em classes de diâmetro adotada pela SSSA (2008), bem como algumas das suas características e funções hidrológicas mais relevantes.

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

Quadro 7.7. Classificação de poros adotada pela SSSA (2008).

Classes ¹	Limites ² 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. Habitat de microorganismos e microfauna.	Muito importantes para o armazenamento de água disponível para as plantas.
Ultramicroporos	0,1-5	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.

2.3 Arquitetura da planta

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

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

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

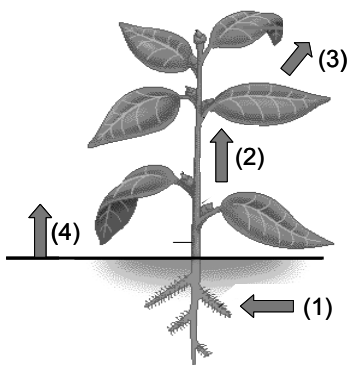


Figura 7.8. O fluxo transpiracional de água na planta. A água do solo é (1) absorvida pela raiz, desloca-se até à zona central onde estão os vasos condutores do xilema pelos quais (2) ascende até às folhas. Nestas, a (3) água desloca-se para a superfície onde se evapora para a atmosfera pelo processo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

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

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

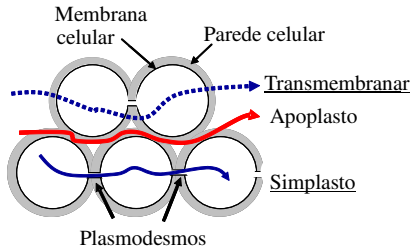


Figura 7.9. Vias alternativas para o fluxo de água através das células da planta. A via celular (azul) subdivide-se nas vias transmembranar (atravessando as membranas das células) e simplasto (através dos plasmodesmos). Pela via apoplasto, a água move-se embebida nas fibras da parede celular.

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

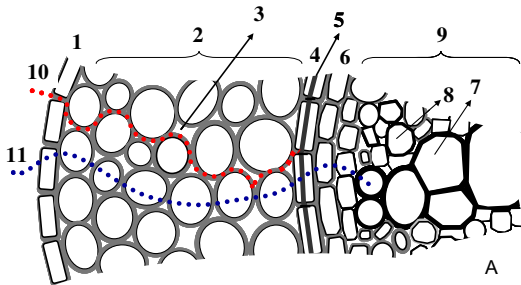


Figura 7.10. Movimento radial da água desde o solo até à zona central da raiz onde se localiza o xilema. Mostra-se uma fração de um corte transversal de uma raiz e os trajetos de difusão da água pela via apoplasto (10, vermelho) e celular (11, azul), a primeira bloqueada pelas bandas de Caspary (5) da endoderme (4).

Mostra-se a epiderme (1), o parênquima do córtex (2) geralmente com amplos espaços intercelulares (3). O periciclo (6) fica logo por dentro da endoderme antes de se atingir os vasos do xilema (7) e as células crivosas do floema (8) na zona do cilindro central (9).

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

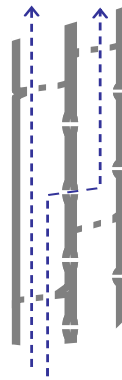


Figura 7.11. Esquema simplificado de um corte longitudinal de dois vasos do xilema. As paredes das células condutoras – as traqueias – são rígidas e não têm membrana celular. As paredes de topo ou não existem ou têm grandes poros (como neste exemplo). A água pode mover-se livremente na vertical e, nalguns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

Nas folhas, a água sai do xilema em direção à superfície (Figura 7.12), um percurso pelas mesmas vias de difusão descritas para a raiz (vias transmembranar, simplasto e apoplasto). Há também algum fluxo de água no estado gasoso nos espaços entre as células. O vapor de água sai da folha através de poros da epiderme – os estomas – que normalmente 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.

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

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

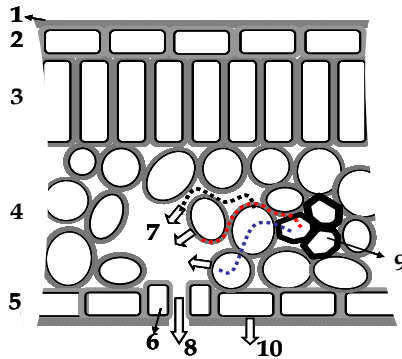


Figura 7.12. Representação esquemática de parte de um corte transversal de uma folha. A folha é delimitada pelas células da epiderme (2) revestidas no exterior por uma camada de cutina e ceras, a cutícula (1). O espaço entre as duas epidermes é preenchido por células de parênquima que, nalguns casos,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

3. Indicadores de teor de água

Funcionando como um vasto reservatório de água, o solo sustenta a vida vegetal e serve de apoio ao desenvolvimento da maior parte das plantas terrestres. A estrutura cristalina de numerosos minerais de argila que constituem o solo apresenta locais de cargas negativas (em algumas estruturas são positivas) que exercem uma forte atração sobre as moléculas de água (um dipólo) e sobre os cátions e aniões. Essas moléculas e iões são fixadas nas superfícies externas das argilas, num

processo de adsorção de natureza eletrostática. O conjunto da zona de adsorção forma uma dupla camada eletrostática, de estrutura complexa, cujas características determinam o grau de hidratação dos minerais argilosos. Este facto condiciona fortemente os processos de floculação-dispersão responsáveis em parte pelas propriedades mecânicas do solo. A adsorção, sendo um fenómeno de fixação sobre uma superfície, não deve ser confundida com a absorção, fenómeno análogo mas que implica uma penetração através da superfície.

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

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

3.1 Teor de água no solo

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

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

A distribuição quantitativa das três fases constituintes do solo exprime-se pelo volume relativo que cada uma ocupa. Essa relação entre

os volumes de cada fase e o total do solo (um volume total aparente, pois inclui o volume do espaço dos poros) representa-se da seguinte maneira:

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

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

3.1.1 Humidade gravimétrica

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

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

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

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

3.1.2 Humidade volumétrica

O teor volumétrico de água de um solo varia entre um valor mínimo, conhecido como o teor residual de água, θ_r , em que ele é insignificante e um valor máximo, o teor de água à saturação, θ_s , em princípio igual à porosidade. Quando todos os poros estão

completamente cheios de água, os teores médios de água à saturação para 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:	$0,30 \leq \theta_s \leq 0,65$

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

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

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

3.1.3 Grau de saturação

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

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

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

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

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

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

sendo a *humidade efetiva*, Θ , a diferença.

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

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

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

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

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

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

A variação de armazenamento ΔS entre as cotas altimétricas z_1 e z_2 , durante o intervalo de tempo $\Delta t = t_1 - t_2$ (representada na Figura 7.13

pela superfície compreendida entre essas duas profundidades e os dois perfis hídricos correspondentes), pode então ser apresentada como:

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

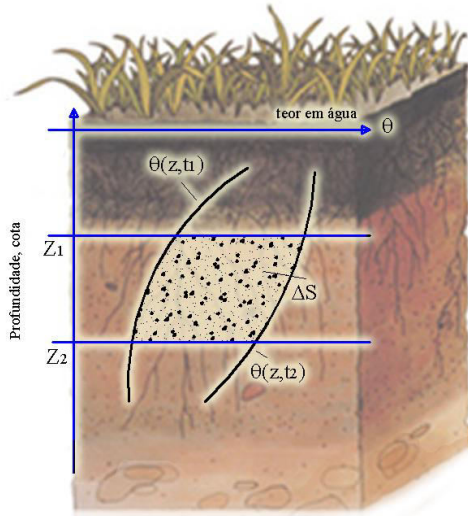


Figura 7.13. Variação de armazenamento entre os tempos t_1 e t_2 e as profundidades z_1 e z_2 .

3.2 Teor de água na planta

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

3.2.1 Percentagem de água

A percentagem de água ($\%H_2O$) corresponde à relação entre o peso da folha imediatamente após ser seccionada da planta, o chamado peso fresco, e o peso seco da mesma folha, por norma depois de permanecer em estufa durante 72 horas a 80°C (equação 7.26).

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

Mas a $\%H_2O$ é um parâmetro bastante variável entre espécies de plantas e, principalmente, entre órgãos da planta. Por exemplo, uma folha saudável de alface terá geralmente mais de 90% de água, enquanto que uma folha adulta, igualmente saudável, de oliveira não terá mais de 85%. No extremo, temos as sementes que podem ter menos de 10% de água e manter-se perfeitamente viáveis.

3.2.2 Conteúdo hídrico relativo

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

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

O *RWC* varia bastante menos do que a $\%H_2O$, sendo um melhor indicador do estado hídrico da planta. Note-se que uma folha de oliveira pode ter uma $\%H_2O$ de 70% mas um *RWC* de 0,95, por exemplo, o que nos indica estarmos perante uma folha que tem (naturalmente) um baixo teor em água mas que se encontra num estado de hidratação elevado.

4. Indicadores do estado energético da água

Os conceitos relacionados com o teor de água no solo são necessários e úteis, mas insuficientes para descrever globalmente o comportamento dinâmico da fase líquida do solo. Insuficientes porque, a uma temperatura constante, sobre a água do solo atuam três forças, a da gravidade, a pressão externa e a atração molecular. A sua diversidade e as direções em que atuam fazem com que, para explicar a dinâmica da água no complexo sistema matricial do solo (partículas do solo e poros), seja necessário conhecer o seu estado de energia, o qual é normalmente definido por uma função termodinâmica denominada potencial total da água, ψ .

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.

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

4.1 Potencial energético da água no solo

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

4.1.1 Potencial e carga hidráulica

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

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

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

A equação em causa expressa todos os termos em unidades de *energia por unidade de peso*, correspondendo a J/N, ou m. O primeiro termo $v^2/2g$ é $(\text{m/s})^2/(\text{m/s}^2)$, ou m (altura cinética, que resulta de $\frac{1}{2} m v^2$ dividido pelo peso, mg); o segundo, z , já se apresenta em metros (elevação ou posição); e o terceiro (pressão), $P/\rho g$, é $\text{Pa}/(\text{kg/m}^3)(\text{m/s}^2)$, ou $(\text{N/m}^2)(\text{kg/m}^3)(\text{m/s}^2)$, que se reduz a metro, é a pressão por unidade de peso $[(\text{N/m}^2)/(\text{N/m}^3)]$. A soma destes três fatores é a *energia total por unidade de peso*, conhecida como *carga hidráulica*, H . Sendo as velocidades extremamente baixas nos escoamentos em meio poroso como é o solo, o primeiro termo da equação pode ser considerado nulo, sendo a equação simplificada para:

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

A carga hidráulica, H , é a energia mecânica total por unidade de peso da água. Para um fluido em repouso, a pressão, P , num dado ponto é igual ao peso da água acima do ponto, mg , por unidade de área transversal, A . Sabendo que a pressão $P=F/A=mg/A$ e que a massa $m=\rho V=\rho Ah$, em que V é o volume e h é a altura da coluna de água que proporciona a carga de pressão, tem-se que $P=\rho gh$ ou $P=\gamma h$, em que γ é o peso específico (N/m^3) e:

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

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

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

ou

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

Esta energia total é conhecida como *potencial-força*, indicada pela letra grega ψ (energia mecânica por unidade de massa), também ela é igual à soma da energia de elevação ou gravitacional, ψ_g e de pressão, ψ_p mas agora com unidades de $(\text{L/T})^2$. Assim, o potencial de energia em qualquer ponto num meio poroso é simplesmente o produto da carga hidráulica, H , no ponto pela intensidade da aceleração da gravidade g . Como g é praticamente constante nas proximidades da superfície terrestre, ψ e H sendo ambos potenciais são quase perfeitamente

correlacionados e conhecer um é conhecer o outro. Se ψ é a energia por unidade de massa, a carga hidráulica, H , é a energia por unidade de peso ($H = \psi/g$). Assim, quando a unidade com que se quer trabalhar é representada em metro coluna de água (m.c.a) usa-se a carga hidráulica, H . De contrário, usa-se o potencial-força, ψ . Também, em vez de se exprimir o estado da água no solo em unidades de energia por unidade de peso ou de massa, esta pode ser expressa em energia por unidade de volume (N m/m^3), o que equivale a uma força por unidade de área, ou seja, unidades de pressão (Pa ou MPa), o que é mais corrente usar-se para especificar o potencial energético de água na planta (ver 4.2).

4.1.2. Potencial e carga hidráulica em meio poroso saturado

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

Ocorre nas camadas de solo situadas abaixo da superfície freática.

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

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

A carga hidráulica deve ser medida por um piezómetro.

4.1.3 Potencial e carga hidráulica em meio poroso não saturado

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

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

Quadro 7.8. Nomenclatura específica para exprimir o potencial de pressão

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Relações entre teores de humidade e potencial de água no solo

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

representada por uma curva, denominada *curva característica de humidade do solo*. A figura que segue apresenta em esquema a variação característica do potencial de pressão e de teor de água ao longo de um perfil de solo, em presença de freático a pouca profundidade.

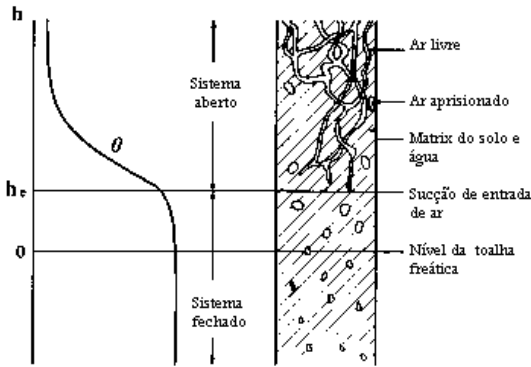


Figura 7.14. Representação esquemática da relação $h(\theta)$ no sistema solo-água.

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

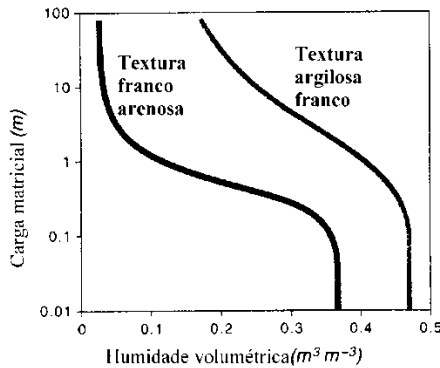


Figura 7.15. Curvas características de dois solos com diferentes texturas.

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

Valores especiais de humidade e de potencial

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

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

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

O *coeficiente de emurchecimento*, θ_{ce} , é também um teor de água no solo que pretende representar a humidade abaixo da qual as forças de adsorção ultrapassam as que as plantas podem desenvolver para extrair do solo a água necessária ao seu crescimento. Nessas condições, a planta não disporá da água necessária e murcha. O valor do potencial matricial do solo correspondente depende do tipo de planta. Admite-se, em geral, para o coeficiente de emurchecimento um valor médio de -15 atmosfera ($-1,5$ MPa ou -1500 m.c.a.), a que corresponde o valor de $pF = 4,2$. Para as culturas mediterrânicas, como a oliveira, sabe-se que podem resistir a valores extremamente baixos de potencial matricial no solo, da ordem de -5 a -7 MPa, sem que ocorra emurchecimento das árvores.

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

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

4.2 Potencial energético da água na planta

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

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

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

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

$$\psi = \text{Nm}^{-2} = \text{Pa} \quad (7.38)$$

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

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

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

4.2.1 Potencial osmótico

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

$$\psi_{\pi} = -RTc \quad [\text{MPa}] \quad (7.39)$$

onde R é a constante dos gases ($0,0083143 \text{ L MPa mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T a temperatura em Kelvin, c a concentração molal⁴ de solutos dissolvidos na água.

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

Para medir o potencial osmótico de uma folha (ou outro órgão) utiliza-se normalmente um osmómetro crioscópico. Este aparelho permite a determinação da concentração de substâncias dissolvidas na água pela medição do abaixamento do ponto de congelação (efeito crioscópico). Mais concretamente: a água no estado puro, à pressão atmosférica, congela a $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$; se houver solutos dissolvidos, o ponto de congelação será

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.

inferior e proporcional a essa concentração (por exemplo, uma solução 1 molal tem um ponto de congelação de $-1,86\text{ }^{\circ}\text{C}$). Sabendo-se o ponto de congelação pode-se portanto calcular o valor da concentração de solutos dissolvidos nessa solução. Previamente, é necessário esmagar a folha (em almofariz, por exemplo) e centrifugar a solução, ficando no sobrenadante a solução celular, depositando-se as paredes e organitos celulares.

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

4.2.2 Potencial de pressão

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

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

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

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

4.2.3 Potencial hídrico

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

$$\psi = \psi_{\pi} + \psi_p \quad (7.41)$$

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

Há outros componentes do potencial que se poderiam incluir nesta equação, como seja o potencial gravitacional e o potencial matricial. O primeiro leva em conta a altitude relativa a que se encontra a parte da planta em análise. Mas, mesmo para árvores com algum porte, tem normalmente pouco significado em termos práticos. O potencial matricial normalmente não se leva em conta porque, por um lado, tem apenas um caráter potencial no interior das células, já que se encontram saturadas de água. Por outro lado, de algum modo, confunde-se com o potencial de pressão, neste caso com valor negativo.

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

A medição do potencial hídrico nas plantas é geralmente feita nas folhas, embora possa, por alguns métodos, ser realizada em outros órgãos. Em estudos na área da Agronomia, em que interessa saber a variação de ψ ao longo do dia e, ou, ao longo das estações do ano, a medição é geralmente feita antes do nascer do sol, em inglês designado “predawn water potential”, e ao meio-dia solar, o “mid-day water potential”. Por volta do meio-dia solar (nem sempre coincide com a hora legal), as folhas apresentam valores de ψ próximos dos mais baixos (mais negativos), como resultado da elevada transpiração. Nesta altura, há uma grande diferença entre o potencial hídrico das folhas e do caule ou raiz da mesma planta, diferença esta que é necessária para que se gere um elevado fluxo de água entre a raiz e a folha. Durante a noite, com a redução da transpiração (os estomas fecham), os valores de ψ em toda a planta (raiz até folhas) tendem a aproximar-se do valor do potencial hídrico do solo (embora este varie em profundidade) e, daí, a medição do potencial

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.

hídrico antes do nascer do sol nos dar uma indicação sobre o valor do ψ do solo e do modo como a planta recuperou o seu estado hídrico durante a noite.

Mesmo durante o dia, pode determinar-se indiretamente o potencial hídrico no caule. Se taparmos uma folha, impedindo a sua transpiração, o ψ desta tende a igualar o ψ da zona de inserção da folha no caule. A folha teria um potencial hídrico menor do que o caule, diferença essa responsável pelo movimento de água do caule para a folha. Ao ser tapada, os valores de ψ igualam-se em pouco tempo (alguns minutos a algumas horas, dependendo das condições). Mede-se assim o potencial hídrico no caule, o chamado “stem water potential”.

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

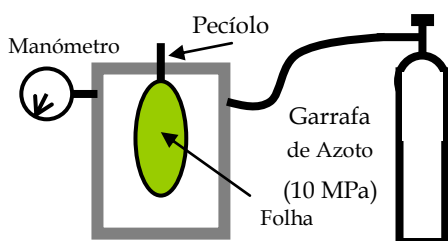


Figura 7.16. Câmara de pressão para a determinação do potencial hídrico das células de uma folha ou ramo. A pressão na câmara é gradualmente aumentada até que se observe a saída de suco xilémico na secção de corte do pecíolo ou caule.

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

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

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

Para a determinação do potencial hídrico pode usar-se um outro aparelho, o psicrómetro, mas geralmente só em ambientes estáveis (laboratório) devido à sua grande sensibilidade principalmente em relação à temperatura. O psicrómetro, assim chamado por se basear no princípio psicrométrico, mede a humidade relativa da atmosfera que envolve a amostra (solo, tecido vegetal ou solução) e, a partir daí, calcula o valor de ψ da amostra. Por exemplo, se a amostra for água pura ($\psi = 0$ MPa), a atmosfera envolvente terá no equilíbrio um valor de humidade relativa de 100%; se a amostra tiver um valor de ψ menor que zero, no equilíbrio a atmosfera envolvente terá humidade relativa inferior a 100%. Por exemplo, uma folha com $\psi = -1,36$ MPa iria gerar uma atmosfera com H.R. =99,0%

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.

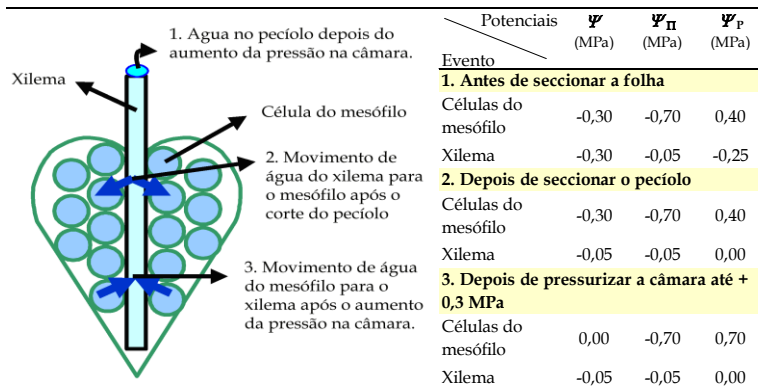


Figura 7.17. Alterações dos valores dos potenciais foliares aquando da determinação do potencial hídrico com uma câmara de pressão. Antes de seccionar o pecíolo da folha (1.), os valores do potencial hídrico e seus componentes, nas células do mesófilo e nos vasos do xilema, seriam os mostrados na tabela.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

A Figura 7.18 mostra a evolução de valores de potencial energético (MPa) do solo (à capacidade de campo e no emurchecimento permanente) para a atmosfera (contínuo solo-raiz-caule-folha-atmosfera), onde se constata o papel fundamental que a atmosfera (com baixos valores de potencial, -100 MPa no exemplo, principalmente nos meses de verão, quando a humidade relativa é baixa), tem na iniciação da transpiração e no fluxo de água das raízes para as folhas. Com o fluxo de água a dar-se de maiores para menores potenciais, é óbvio que a

circulação se fará do solo para a raiz e desta para o caule, através do seu xilema, e para as folhas, até a atmosfera. Este ciclo, mais intenso no verão, faz com que haja necessidade de um constante provimento de água ao solo, principalmente sob a forma de rega, sob risco de emurchecimento das plantas. Os valores de potencial energético na atmosfera serão sempre baixos, o que implica uma constante solicitação evaporativa, indutor do permanente fluxo ascendente de água. (pormenorizado em 5.0 - Fluxos e transporte de água).

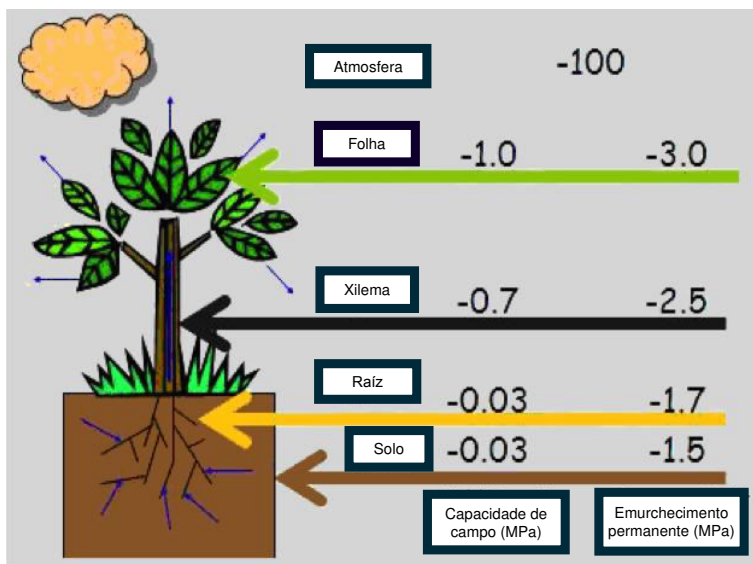


Figura 7.18. Representação do potencial energético da água no contínuo solo-água-planta-atmosfera, com o fluxo de água a fazer-se do solo para as raízes e destas para o caule, através do seu xilema, e para as folhas, até a atmosfera. Solo à capacidade de campo e no emurchecimento permanente (MPa). Com o solo da figura na capacidade de campo (com bastante água), o potencial energético da água nas raízes momentaneamente equilibra o potencial de água no solo. Os valores de potencial energético dependem principalmente da temperatura e da humidade relativa nos diferentes órgãos e locais.

5. Fluxos e transporte de água

5.1 Conceitos

As trocas de água entre o sistema solo-vegetação e o meio exterior e a análise dos principais termos do balanço hídrico, como apresenta a figura que segue, indicam que, no seu limite superior, as entradas de água

são devidas à precipitação ou à rega, ao que se deve acrescentar os escoamentos superficiais provenientes de setores a montante. Uma parte, penetra o solo por infiltração. O resto, acumula-se temporariamente na superfície ou perde-se por escoamento superficial, favorecido pelo declive. No sentido inverso, a água regressa à atmosfera, por evaporação a partir do solo, seja diretamente deste ou pelo processo da transpiração das plantas. Sendo difícil a distinção entre estes dois processos, eles são normalmente reagrupados sob o termo evapotranspiração.

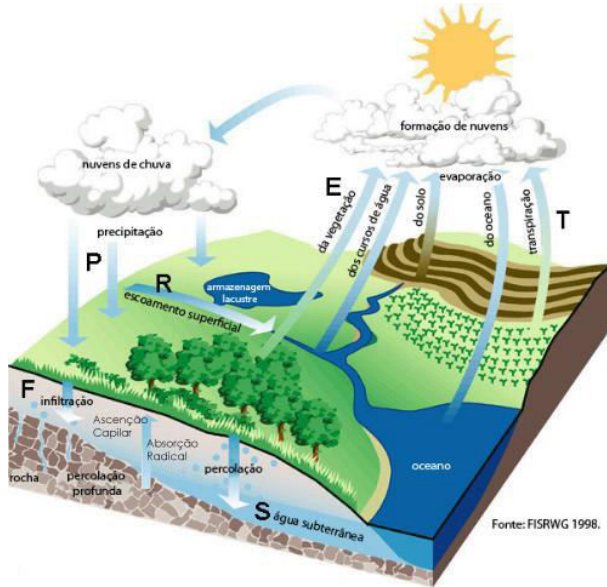


Figura 7.19. Os principais termos do balanço hídrico (ver capítulo 1.Ciclo hidrológico).

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

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 (ψ célula = $\psi_{solo} = -0,3$ 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.

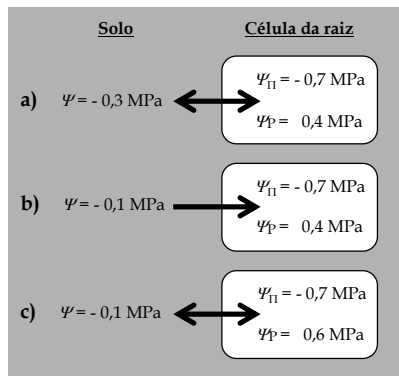


Figura 7.20. Exemplo do fluxo de água por osmose entre o solo e uma célula da raiz. Em a), o meio (solo) e a célula da raiz estão em equilíbrio hídrico, têm ambos um potencial hídrico de - 0,3 MPa. Depois, em b), o ψ do solo aumenta o que causa o fluxo de água para a célula, por osmose. Esta entrada 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 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_p 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 processo, as chamadas transpiração cuticular e a transpiração estomática⁷ (Figura 7.21). Ambas as vias constituem um circuito complexo de resistências em série e em paralelo às quais se soma, por último, em série, a resistência oferecida pela camada limite de difusão do vapor de água ('boundary layer') que rodeia a folha.

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

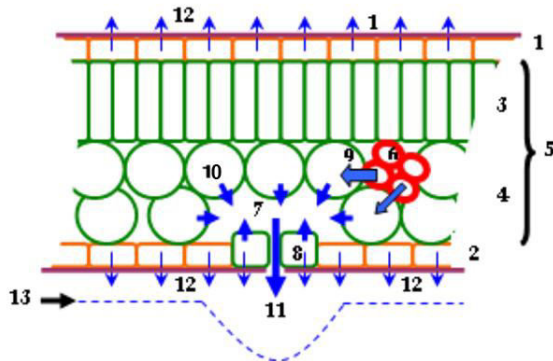


Figura 7.21. Representação esquemática de um corte transversal de uma folha mostrando as principais vias da transpiração. 1- epiderme superior (com cutícula); 2- epiderme inferior (com cutícula); 3- parênquima empalçado; 4- parênquima lacunoso; 5- mesófilo; 6- vaso do xilema; 7- câmara estomática; 8- célula-guarda do estoma; 9- fluxo de água (estado líquido) do xilema para uma célula de parênquima vizinha; 10- evaporação de água das células do mesófilo para a câmara estomática; 11- transpiração estomática; 12- transpiração cuticular; 13- perfil da camada limite ('boundary layer').

Em termos quantitativos, designa-se por transpiração a quantidade de água (mol, g, L ou m^3 por exemplo) evaporada de uma planta ou comunidade vegetal por unidade de tempo (s, h ou dia, por exemplo). A denominada taxa de transpiração (T) é a transpiração por unidade de área foliar, ou seja, a quantidade de água evaporada por unidade de área foliar por unidade de tempo ($mmol\ m^{-2}\ s^{-1}$ são as unidades correntemente usadas). À quantidade de água evaporada a partir do solo por unidade de tempo chama-se evaporação (quantidade por tempo) dando-se ao conjunto da água transpirada pelas plantas e evaporada do solo o nome de evapotranspiração (também quantidade por tempo) ou taxa de evapotranspiração que é a quantidade de água evaporada (do solo) mais a transpirada (pelas plantas) por unidade de área de solo (geralmente) por unidade de tempo.

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

A força motriz para a difusão de vapor de água (a diferença de energia da água) pode ser expressa como diferença de potencial hídrico mas, por motivos que não cabe aqui explicar, utilizou-se até há alguns anos a diferença de pressão ou concentração de vapor e, hoje em dia, a diferença de fração molar da água (X), ou seja, o nº de moles de vapor de

água sobre o n° total de moles de moléculas do ar (incluindo o vapor de água). Por outro lado, até há poucos anos, exprimia-se normalmente a resistência (r) à transpiração em $s\ m^{-1}$ e, hoje em dia, usa-se o inverso, a condutância ($g_s = 1/r$), mas agora expressa nas mesmas unidades da transpiração, ou seja, $mmol\ m^{-2}\ s^{-1}$. Sendo a taxa de transpiração (T) a quantidade (mmol) de água evaporada por unidade de área foliar (m^{-2}) por unidade de tempo (s^{-1}), pode então equacionar-se da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
 \text{Taxa de Transpiração} &= \Delta \text{ Fração Molar da Água} \times \text{Condutância} & (7.42) \\
 T &= \Delta X_{\text{vapor de água}} \times g_s \\
 [\text{mmol}\ m^{-2}\ s^{-1}] & \quad [\text{mol}\ mol^{-3} / \text{mol}\ m^{-3}, \text{ ou} & \quad [\text{mmol}\ m^{-2}\ s^{-1}] \\
 & \quad \text{seja, sem dimensão}]
 \end{aligned}$$

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

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

Ao longo do tempo, foram criados e aperfeiçoados diversos métodos e equipamentos para medir a transpiração. Hoje em dia é medida com aparelhos denominados porómetros (Figura 7.22) ou, quando se mede simultaneamente a taxa de fotossíntese, com um IRGA ('Infra-Red Gas Analyser', Analisador de Gas por Infra-Vermelho). Há vários tipos de porómetros mas todos determinam a taxa de transpiração (T) ou a condutância estomática (g_s) pelo aumento da humidade da atmosfera que rodeia a folha, ou parte desta, devido à sua transpiração.

O porómetro permite normalmente uma boa avaliação da condutância foliar (g_s), que basicamente reflete a abertura dos estomas. No entanto, principalmente para plantas com um grande número de folhas, em que não é possível medir g_s em todas as folhas, a estimativa da transpiração total de uma planta, a partir dos valores de transpiração medidos em algumas folhas, pode levar a grandes erros. Quando se pretende medir com rigor a massa de água transpirada por uma planta, e desde que esteja em vaso, é preferível usar um método gravimétrico (Figura 7.23) que consiste simplesmente na sucessiva pesagem do conjunto planta mais vaso hermeticamente fechado. A transpiração é dada pela perda de peso do conjunto ao longo do tempo. Outros fatores

que afetam o peso da planta, como a fotossíntese líquida, serão negligíveis num intervalo de tempo reduzido. Pode também usar-se este método para uma folha seccionada de uma planta, o chamado método das pesagens rápidas. Verificou-se que a transpiração destas folhas, durante os primeiros minutos após o seccionamento, é aproximadamente igual à que a folha tinha quando ligada à planta.

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

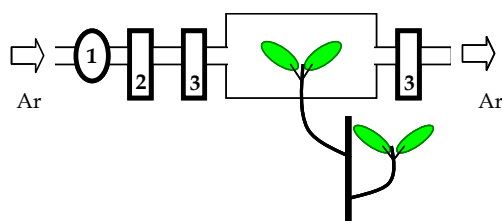


Figura 7.22. Esquema de um porómetro para determinação da taxa de transpiração (T) ou da condutância (g_s) em plantas. 1- Gerador de fluxo de ar; 2- Medidor de fluxo de ar; 3- Medidor da humidade do ar. As folhas da planta são colocadas na câmara de vidro. O ar é forçado a entrar, medindo-se este fluxo. Pela diferença entre a humidade do ar à entrada e à saída da câmara, é possível calcular a transpiração da planta. Os porómetros de hoje em dia medem a transpiração apenas numa pequena porção da folha.

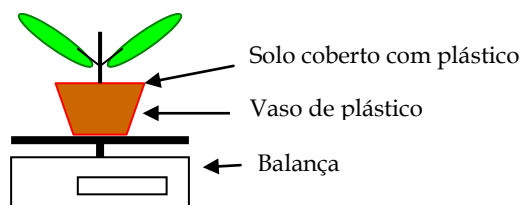


Figura 7.23. Método gravimétrico para determinação da transpiração em plantas. O vaso deve ser de material impermeável (e.g. plástico) e a superfície do solo deve ser coberta também com um material impermeável. Se o solo estiver descoberto mede-se neste caso a evapotranspiração. Pode utilizar-se este método para uma folha isolada. Para se calcular a taxa de transpiração ($\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é necessário dividir a variação de peso em gramas por 0,018 (o peso de 1 mmol de água), depois dividir este valor pela área foliar da planta em m^2 e, finalmente, dividir o valor obtido pelo tempo em segundos.

5.3 Fluxos de massa

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

5.3.1 Movimento de água em solo saturado

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

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

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

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

5.3.2 Movimento de água em solo não saturado

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

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

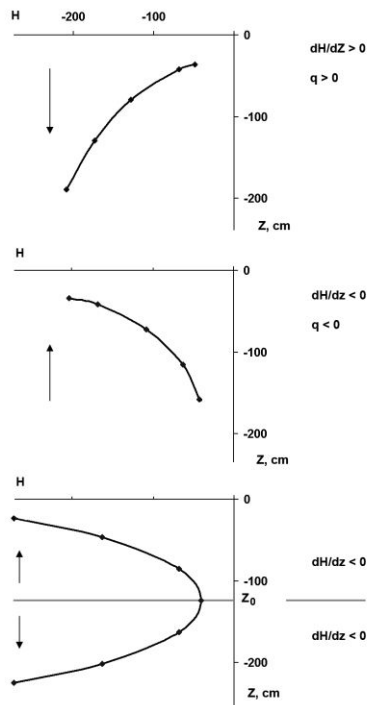


Figura 7.24. Perfis de carga total – escoamento descendente, ascendente e redistribuição

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

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

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

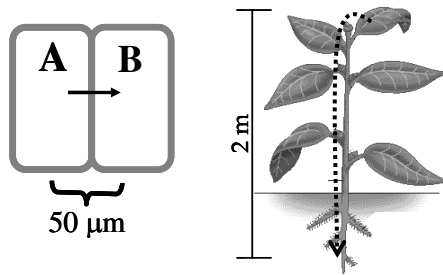
Esta última situação apresenta-se geralmente a seguir a uma chuvada ou rega, na ausência de freático ou quando profunda e deve-se à existência simultânea de evaporação à superfície e de redistribuição em profundidade. Com o desenrolar do tempo, o plano de fluxo nulo desloca-se em direção à profundidade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

5.3.3 Movimento de água no xilema e no floema

O desenvolvimento de estruturas que permitiram o fluxo em massa de água, e dos nutrientes nela dissolvidos, constituiu um passo muito importante na evolução dos seres vivos em geral e obviamente também das plantas. O exemplo seguinte (Figura 7.25) mostra claramente este aspeto. O tempo que demora o processo de difusão varia exponencialmente com a distância. Neste exemplo, difusão de glicose entre duas células próximas (50 μm), leva cerca de 2,5 segundos até se atingir metade do equilíbrio, como se pode ver pela equação 7.45.

Mas, a difusão da mesma glicose desde as folhas de uma planta até à raiz, caso a distância fosse de 2 metros, demoraria 2×10^9 segundos, que são mais de 63 anos (ver equação 7.46). Conclui-se, assim, que a difusão só é um processo de transporte eficiente para distâncias curtas, da ordem dos milímetros. Para distâncias maiores, é necessário outro tipo de transporte. O fluxo em massa da mesma glicose, entre a parte aérea e a raiz desta mesma planta, leva normalmente pouco mais de uma hora.

Na verdade, os seres vivos mais evoluídos possuem sistemas de transporte que permitem o fluxo em massa de nutrientes entre os seus órgãos. Excetuando algumas algas e outros seres vivos formados por colónias de células pouco diferenciadas, todos os seres vivos de grandes dimensão têm sistemas de transporte por fluxo em massa, como por exemplo o sistema circulatório sanguíneo e o respiratório dos animais.



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

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

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

Figura 7.25. A difusão entre células e entre órgãos. A célula A tem uma alta concentração de glicose e a célula B hipoteticamente não tem glicose. Por difusão, o tempo que leva a que a célula B fique com metade da concentração de glicose da célula A, é cerca de 2,5 segundos. A difusão da mesma glicose a uma distância de 2 metros, demoraria mais de 63 anos (2×10^9 segundos). Adaptado de Taiz e Zeiger (2002).

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

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

A Figura 7.26 mostra um feixe vascular duplo, com xilema e floema, em corte transversal (A) e longitudinal (B).

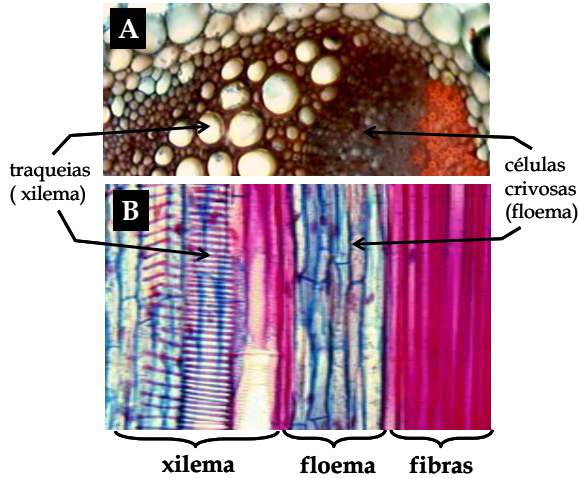


Figura 7.26. Fotografias ampliadas (aproximadamente 150 vezes) de cortes transversal (A) e longitudinal (B) de um feixe vascular duplo com xilema e floema. À direita, existe um feixe de fibras de esclerênquima que tem apenas função de suporte. Podem ver-se as grandes células condutoras do xilema - traqueias - e as do floema - células crivosas.

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

As bases teóricas da força motriz deste transporte foram estabelecidas nos finais do século IXX a início do século XX, principalmente por Dixon e Joly⁸, e são mostradas na Figura 7.27. A saída (transpiração) de água pelas folhas leva ao fluxo de água do xilema em direção aos estomas, o que causa uma diminuição da pressão no xilema na parte aérea da planta e, conseqüentemente, a solução xilémica é aspirada, ascendendo da raiz para as folhas. Designou-se de mecanismo da coesão-tensão porque se baseia na coesão entre as moléculas de água que é necessária para que a coluna ascendente de água não se quebre facilmente e na tensão gerada no xilema pelo processo de transpiração. Este mecanismo não exige o dispêndio de energia metabólica, apenas o

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 radioatividade, para além do apoio à construção do modelo da ascensão da água nas plantas.

calor suficiente para causar evaporação, como foi comprovado pelo modelo mostrado na Figura 7.27.

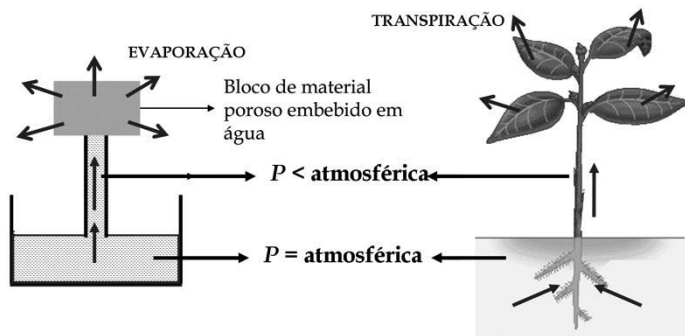


Figura 7.27. Mecanismo da coesão-tensão para o transporte no xilema. O modelo à esquerda mostra que a evaporação de água a partir de um material poroso (simulando as folhas), causa uma tensão (pressão inferior à atmosférica) na água no interior do tubo de vidro (simulando o xilema) o que leva à entrada de água para o tubo a partir do recipiente (simulando a água no solo e na zona radicular).

Um dos problemas deste modelo foi a constatação de que, quando se cortava o caule de algumas plantas, surgia água na secção inferior do corte, sugerindo uma pressão positiva no xilema. De facto, veio mais tarde a comprovar-se a existência de um mecanismo alternativo que 'empurra' a água a partir da raiz. É o chamado mecanismo da pressão radicular (Figura 7.28) que induz o fluxo ascendente por um fenómeno de osmose na raiz.

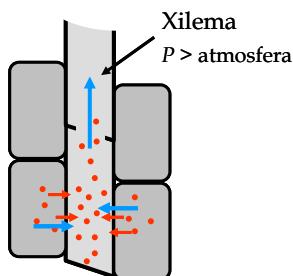


Figura 7.28. A pressão radicular é causada pelo transporte ativo, na raiz, de solutos (nutrientes) para o xilema, a partir de células vizinhas. O aumento da concentração de solutos no xilema causa a entrada de água por osmose e, conseqüentemente, o aumento da pressão na parte terminal do xilema e a ascensão da solução xilémica.

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

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

6. Exercícios

1) Escreva os valores de massa volúmica aparente (inclua as unidades) que admite para solos com as seguintes classificações texturais: arenosos; arenosos-francos e franco-arenosos; francos e franco-argilosos, sabendo que são solos com baixos teores de matéria orgânica.

2) Os valores referidos em 1) para a massa volúmica aparente desses solos podem servir como indicadores da sua porosidade.

a) Defina porosidade efetiva dos solos;

b) A partir da definição de porosidade, explique como correlaciona os valores elevados de massa volúmica aparente (exemplo, 1700 kg/m³) com a porosidade;

c) Como acha que se comportam as raízes nesses solos de elevada massa volúmica aparente, bem como o movimento de água (infiltração), da superfície do solo (chuva ou rega) para as camadas inferiores.

3) Escavou-se um paralelepípedo de solo, até 35 cm de profundidade, e retirou-se solo húmido, que pesou 45,4 kg. Por secagem em estufa a 105 °C e durante 24 horas, de uma amostra desse solo, soube-se que tinha 8,172 kg de água. A carta de solos de Portugal indica que o solo em causa tem o valor de 1,2 como densidade aparente. Calcule para este solo:

a) O volume total aparente;

b) O teor de água volumétrico;

c) O teor de água ponderal, ou gravimétrico;

d) A altura equivalente de água do solo;

e) A porosidade efetiva do solo

4) Recalcule as alíneas do exercício anterior para um solo de densidade aparente igual a 1,7.

5) Um solo tem a massa volúmica aparente de 1,4 g/cm³. Qual é provavelmente a sua porosidade?

6) Um solo tem de densidade aparente 1,2 e de densidade real 2,65. Este solo encontra-se normalmente saturado e por isso pretende-se drená-lo até que os 80 cm de solo, a partir da sua superfície, fiquem com um teor de água correspondendo a 0,2 cm³/cm³.

a) Com que teor de água fica o solo quando drenado?

b) Com que quantidade de água fica o solo até os 80 cm de profundidade (0-80 cm)?

c) Que quantidade de água se elimina por hectare (m³/ha) devido à drenagem?

d) Qual é o teor provável de água a partir de 80 cm de profundidade?

7) Recolheu-se um determinado volume de solo e apurou-se que a sua massa húmida era de 220 kg, sendo o teor gravimétrico de água de 0,18 (θ_g). Calcule, a partir desses dados:

a) a massa de solo seco.

b) a massa de água retida no solo.

8) Use a seguinte relação em que $h = \frac{2\sigma}{\rho_w g r}$, em que σ (N/m); ρ_w

(kg/m³); g (m s⁻²); r (m) e determine a altura da ascensão capilar, h (mm) em tubos capilares com diâmetro de 2 mm, 0,2 mm, 0,02 mm para a água a 25 °C. Considere o ângulo de contacto igual a zero e a tensão superficial $\sigma = 0,0756$ N/m. Apresente num gráfico (Excel ou qualquer outro) a variação do raio, r , com a altura da ascensão capilar em tubos capilares (*em tudo semelhante ao que acontece nos poros do solo devido à ação da capilaridade – a diferença é que nos solos os valores de h são negativos, por estarem sob sucção – carga matricial ou potencial matricial.*)

9) Uma rega de 75 mm foi aplicada numa área de 10 ha, sendo que 5 mm se perderam por escorrimento superficial, 10 mm por percolação profunda e 1 mm por intersecção pelas folhas. O solo antes da rega estava com 0,15 de humidade com base em volume e passou a 0,25 depois da rega. Se após 6 dias o teor de água passar novamente a 20% por volume, qual é a evapotranspiração média ocorrida nos 5 dias.

10) Escreva a pressão de 1/3 de atmosfera em bar; m.c.a; Pa; MPa.

11) Escreva a pressão de 15 atmosfera em bar; m.c.a; Pa; MPa

12) Sabendo que o $pF = \log |h|$, quando h é em cm

a) calcule o pF que corresponde ao coeficiente de emurchecimento;

b) calcule o pF que corresponde à capacidade de campo.

c) Escreva a pressão negativa correspondente à capacidade de

campo (pressão matricial ou carga matricial), em bar; atmosfera; m.c.a; mm; Pa; MPa.

d) Escreva a pressão negativa correspondente ao coeficiente de emurchecimento (pressão matricial ou carga matricial), em bar; atmosfera; m.c.a; mm; Pa; MPa.

13) O calor latente de vaporização na equação do balanço de energia $Rn = LE + G + H$ é representado por L e a evaporação por E .

a) O que representam os termos deste balanço? Rn ; LE ; G ; H . Inclua as unidades.

b) Se $L = 2,45$ MJ/kg, o que representa L ? Descreva.

c) Se $LE = 7,4$ MJ/m² num dado dia e sabendo que a massa volúmica da água é de 1000 kg/m³, quantos mm de água se evaporam (isto é, E) nesse dia devido à solicitação evaporativa da atmosfera? Apresente todos os cálculos.

d) Se $LE = 1360$ W/m², quantos mm de água se evaporam devido à solicitação atmosférica.

14) O potencial de água pode ser avaliado por unidade de peso, por unidade de massa ou por unidade de volume. Mostre as unidades equivalentes para cada um desses casos, a partir do conceito de energia (potencial energético).

15) Para um dado solo obteve-se a seguinte informação para a curva característica:

ϕ_m (atm),	θ (cm ³ /cm ³)
0	0,541
-0,1	0,502
-0,3	0,456
-0,5	0,363
-1,0	0,297
-3,0	0,270
-5,0	0,248
-10,0	0,233
-15,0	0,215

a) Determine a água disponível no solo (mm) até 20 cm, 40 cm e 60 cm;

b) Para este solo, mediu-se o teor de água no solo a 10 cm e 40 cm e obteve-se 0,363 e 0,502 cm³/cm³, respetivamente. Nessas condições em que a condutividade hidráulica do solo é de 0,05 cm/dia, diga: Qual é a direção do fluxo de água entre 10 e 40 cm? Qual é a intensidade do fluxo de água? Use a equação de Darcy e mostre todos os cálculos.

16) Num dado solo mediu-se o teor de água no solo (cm³/cm³) num dado dia e obteve-se os seguintes valores:

Camada (cm)	θ (cm ³ /cm ³)
0-20	0,358
20-40	0,423
40-60	0,441

Oito dias depois (8 dias) mediu-se de novo o teor de água e obteve-se o seguinte:

Camada (cm)	θ (cm ³ /cm ³)
0-20	0,236
20-40	0,381
40-60	0,393

a) Como não houve chuva ou rega no período de 8 dias, calcule a variação de armazenamento de água até aos 60 cm de profundidade que se produziu nesses 8 dias.

b) Calcule a perda média diária de água por evapotranspiração nesses 8 dias;

Ao 13^o dia choveu, tendo-se registado no dia seguinte os seguintes valores:

Camada (cm)	θ (cm ³ /cm ³)
0-20	0,551
20-40	0,468
40-60	0,393

c) Que quantidade de água se infiltrou no solo, isto é, que ganho de água se registou até aos 60 cm?

17) Conhecendo a seguinte informação :

Local no solo	Profundidade, Z (cm)	Potencial matricial (cm)
Z _A	90	-216,6
Z _B	110	-215,3

a) Calcular o $grad\phi_m$, $grad\phi_g$ e $grad\phi = grad\phi_m + grad\phi_g$. Qual é o sinal de $grad\phi$?

b) Qual é o sinal do fluxo, q , em que $q = -k grad\phi$?

c) Qual é a direção do fluxo de água? Drenagem ou ascensão capilar?

18) Descreva a relação entre as pontes de hidrogénio da água e as chamadas geadas negras.

19) Descreva dois casos de transporte por difusão e dois por fluxo em massa na planta.

20) Uma folha tem peso fresco de 1,0 g, peso túrgido de 1,1 g e peso seco de 0,1 g. Quais são os seus valores de %H₂O (percentagem de água) e RWC (teor relativo em água)?

21) Duas folhas de plantas distintas têm a mesma %H₂O mas diferente RWC. A que se pode dever esta diferença?

22) Uma alga unicelular com potencial de pressão (ψ_p) de 0,3 MPa é imersa numa solução com potencial osmótico (ψ_π) de - 0,1 MPa num recipiente aberto.

a) Admitindo que não há difusão de solutos, apenas do solvente (água), diga quais os valores de potencial hídrico, osmótico e de pressão nos dois locais quando se atingir o equilíbrio hídrico entre a célula e o meio (solução).

b) Após o equilíbrio, injeta-se manitol no meio e etanol na célula, o que faz duplicar a concentração de solutos em cada um dos locais. Admitindo que o volume do meio é infinitamente maior do que o da célula, a membrana é permeável para o etanol mas impermeável ao manitol e que não há significativa movimentação de outros solutos (apenas de etanol e de água), calcule os valores dos potenciais no meio e na célula quando se atingir de novo o equilíbrio hídrico.

23) Uma planta é colocada num vaso impermeável com o solo tapado (não há evaporação). Sabendo que o peso do conjunto (planta mais vaso) é de 300,36 g, a área foliar total é de 100 cm² e que, passados 33 minutos e 20 segundos o conjunto pesa 300,00 g, calcule a taxa de transpiração desta planta em mmol m⁻² s⁻¹.

7. Referências bibliográficas

FAO, 2006. Guidelines for soil description, 4th ed. *Food and Agriculture Organization of the United Nations*. Rome, pp. 109.

Gomes M. Pereira & Silva A. Antunes. 1962. Um novo diagrama triangular para a classificação básica da textura do solo. *Estudos Agronômicos* (Lisboa), 3 (1) 1-9.

Hillel D. 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press. San Diego.

Leamson, RN, Thomas, Jr., Ehrlinger III, HP. 1969. A Study of the Surface Areas of Particulate Microcrystalline Silica and Silica Sand. Circular 444. *Illinois State Geological Survey*. Urbana, Illinois. 12 p.

- Musy A., Soutter M. 1991. *Physique du Sol*, Presses Polytechniques et Universitaires, Romandes, Collection Gérer L'Environnement 6.
- Nemes A., Wosten J.H.M., Lilly, A. & Oude Voshaar J.H. 1999. Evaluation of different procedures to interpolate particle-size distributions to achieve compatibility within soil databases. *Geoderma*, 90, 187-202.
- Nimmo J. R. 2005. Porosity and Pore-Size Distribution. In: Hillel, D. (Ed.). *Encyclopedia of soils in the environment*. Elsevier Science. Oxford. 4 vol.
- Nobel P., 2009. *Physicochemical and Environmental Plant Physiology*, Fourth Edition. Academic Press, U.K.
- Santos F. L., 2003. Transferência de Água e de Solutos no Solo, Publicações Universidade de Évora, *Série Ciências Agrárias N° 9*, 2ª edição revista.
- SSSA, 2008. *Glossary of Soil Science Terms 2008*. Soil Science Society of America. Madison, pp. 93.
- Sumner, M.E. 1992. The electrical double layer and clay dispersion. p. 1-32. In M.E. Sumner and B.A. Stewart (eds.) *Soil crusting. Chemical and physical processes*. CRC Press Inc., Boca Raton, FL.
- Steudle E., Zimmermalm, U., 1971. Hydraulische Leitfähigkeit von *Valonia utricularis*. *Z. Naturforsch.* 26b, 1302-1311
- Taiz L., Zeiger E., 2002. *Plant Physiology*. 3rd edition, Sinauer Associates, USA

