

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

PREFÁCIO

Uma disciplina de Hidrologia é naturalmente tão fundamental como a água, que é o seu objeto de estudo e conhecimento. Impunha-se, no curso de Agronomia, o estudo profundo, tanto quanto possível, desta ciência, naturalmente na medida em que o agrónomo precisa de conhecer e perceber o ciclo hidrológico, pois nele tem de intervir a cada passo da sua atividade, na mesma medida de essencialidade em que as plantas usam a água e são elas próprias parte do mesmo ciclo. Chamou-se a esta unidade curricular Hidrologia Agrícola, para a situar no plano da formação agronómica indispensável.

De facto, é indispensável a qualquer agrónomo perceber bem o papel da água nas funções fisiológicas das plantas, percebendo o papel das plantas no ciclo hidrológico. Só percebendo, com profundidade científica, os fenómenos e o seu enquadramento natural, as suas causas e os seus efeitos, será o técnico capaz de fazer as escolhas fundamentais, de decidir as opções convenientes de gestão dos recursos e fatores de produção, das atividades a desenvolver e das oportunidades para as promover, contribuindo assim para a sustentabilidade – ambiental e económica - da atividade agrícola.

Em boa hora, pois, foi esta disciplina inserida no novo curso de Agronomia da Universidade de Évora, na reformulação curricular decorrente da implementação do processo de Bolonha. Terão pois os responsáveis pela referida reformulação curricular entendido bem – pelo menos no caso da presente disciplina – a necessidade de o conhecimento tecnológico ser cientificamente fundamentado, não se promovendo a aplicação empírica de soluções tabeladas ou padronizadas para os problemas agronómicos. De facto, tendo o processo de Bolonha reduzido a 3 anos o ciclo inicial de formação superior, em quase todos os domínios da formação, tecnológica ou não, é grande a tentação de considerar, para

essa formação mais curta, os mesmos objetivos curriculares das antigas formações longas, de cinco ou seis anos. É um erro grosseiro, que a Universidade não pode cometer. Por outro lado, não competem à Universidade, em cursos de 1º ciclo, formações aplicativas de natureza politécnica, em que os temas e os problemas são conhecidos de forma essencialmente parcial e as soluções que se lhes apontam, de caráter aplicativo imediato, se fundamentarão mais num conhecimento empírico que num enquadramento científico. Por mais aliciante e útil que seja (como se reconhece que é) esta formação politécnica, ela é da responsabilidade do ensino politécnico. À Universidade cabe um papel e uma responsabilidade substancialmente diferentes: proporcionar aos seus alunos as competências para, compreendendo os problemas no seu enquadramento global, fundamentando-os cientificamente, lhes procurar soluções otimizadas e inovadoras, num processo que engloba não só o projeto dos sistemas de produção, mas também a promoção de decisões e soluções de desenvolvimento. Para cumprir este seu papel essencial, a Universidade deve proporcionar aos seus alunos, desde o 1º ciclo, hábitos de rigor conceptual e percetivo, de pensamento cientificamente estruturado e informado, que conferem a competência para o desenvolvimento de soluções sustentáveis para os problemas tecnológicos.

É neste caminho que a disciplina de Hidrologia Agrícola se estruturou. O presente texto, em 9 capítulos elaborados pelos professores que os têm lecionado, é uma concretização evidente dos objetivos definidos para esta unidade curricular. Ele facilitará ao estudante a aquisição de conhecimentos e competências que são bases para a gestão da água na Agricultura, facilitando também a ligação a outras disciplinas, em especial a de Recursos Hídricos e Regadio, que é sequente no plano de estudos do curso, mas também às optativas Sistemas e Equipamentos de Rega e Drenagem e Conservação do Solo e da Água - que de alguma forma continuam, aplicam e complementam a Hidrologia Agrícola. Deve no entanto sublinhar-se aqui que o interesse desta unidade curricular transcende a formação imediata de 1º ciclo, em que se insere, para conferir conhecimentos científicos e competências para a atividade agronómica mais vasta.

Este programa abrange o conhecimento geral do ciclo da água, incluindo o balanço hídrico do solo, e a caracterização da bacia hidrográfica, unidade geomorfológica da gestão dos recursos hídricos. Por se tratar de um programa da Hidrologia Agrícola, dá-se grande relevo a aspetos do clima, aos fatores da sua formação e à sua classificação, salientando-se a dependência que a agricultura tem em relação ao clima e, no sentido

contrário, os impactos que as atividades humanas, nomeadamente as agrícolas, têm sobre o clima. Estudam-se depois, individualmente, os componentes hidrológicos fundamentais – a precipitação, o escoamento superficial e subterrâneo, a evaporação e a evapotranspiração – elementos para a quantificação numérica dos recursos hídricos e a avaliação da sua disponibilidade, nomeadamente para a Agricultura. Complementarmente, estudam-se ainda dois componentes hidroagrícolas extremamente relevantes, por se tratar de uma disciplina do curso de Agronomia: são as relações solo – água – planta e a gestão da água no regadio.

Trata-se de um excelente programa, bem adequado à natureza do tema e ao objetivo agronómico do seu estudo. O presente livro, com o desenvolvimento que dá ao programa, constituirá por certo uma ferramenta preciosa no apoio ao trabalho dos estudantes. Deve contudo notar-se que o tratamento dado ao tema da Hidrologia Agrícola ao longo dos diferentes capítulos, equilibrando sabiamente o aprofundamento científico de cada um dos temas específicos com a apresentação sóbria e a exposição clara e com a orientação para a compreensão efetiva dos problemas hidroagrícolas e agronómicos, confere a este livro interesse muito grande para estudantes de outras disciplinas afins ao estudo dos recursos hídricos e para técnicos e profissionais interessados na vastíssima problemática da Hidrologia e dos Recursos Hídricos.

Universidade de Évora, Novembro de 2012.

Ricardo Paulo Serralheiro

Professor Catedrático

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 1

Ciclo hidrológico

Rita Cabral Guimarães

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

1. Conceitos gerais

Hidrologia é a ciência que estuda as águas da Terra, a sua ocorrência, circulação e distribuição, as suas propriedades físicas e químicas e as suas interações com o meio, incluindo a relação com os seres vivos (US Federal Council for Science and Technology, Committee for Scientific Hydrology, 1962, in Chow *et al.*, 1988). Assim, a hidrologia abrange o estudo da água dos continentes, atmosfera e oceanos, no entanto, é usual a hidrologia referir-se apenas ao estudo do ramo terrestre, deixando para a meteorologia o estudo do ramo aéreo e para a oceanografia o estudo do ramo oceânico.

O objeto de estudo da hidrologia é o ciclo hidrológico que pode ser definido como uma sequência fechada de fenómenos naturais pelos quais a água passa da atmosfera ao globo terrestre, na fase líquida ou sólida, e volta novamente a ela, na fase de vapor (Figura 1.1). A energia necessária para que o ciclo hidrológico se mantenha provém da energia solar.

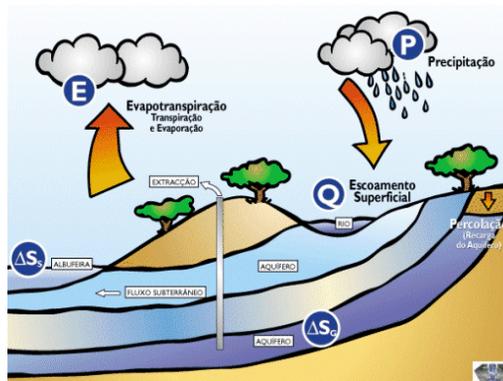


Figura 1.1. Ciclo hidrológico (INAG, SNIRH).

O ciclo hidrológico não tem um início nem um fim, no entanto, para o descrever é usual definir um ponto de início, por exemplo a atmosfera. O vapor de água existente na atmosfera, transportado pela circulação atmosférica alimenta as nuvens a partir das quais se forma a precipitação, fundamentalmente sob a forma de chuva e neve.

A água precipitada na superfície terrestre segue vários caminhos: uma parte é evaporada durante a queda; outra parte é interceptada (plantas, casas, etc.) sendo também evaporada; uma outra parte dá lugar ao escoamento superficial que se dirige para os rios que por sua vez alimentam os lagos e oceanos donde é evaporada; outra parte infiltra-se, humedece o solo que também é fonte de evaporação, alimenta as plantas através das quais volta à atmosfera por transpiração, ou alimenta os aquíferos que por sua vez alimentam os cursos de água donde será também evaporada, fechando-se assim o ciclo.

2. Equação clássica da hidrologia

O ciclo hidrológico pode ser expresso através de uma equação geral de balanço de água, para uma dada região,

$$I - O = \Delta S, \quad (1.1)$$

onde I e O representam, respetivamente, a quantidade de água que entra e sai do sistema, e ΔS representa a variação no armazenamento de água no interior do sistema.

Para uma dada região, pode estabelecer-se a seguinte equação, que traduz o balanço hidrológico total,

$$P - R_{sup} - R_{sub} - ET = \Delta S_{sup} + \Delta S_{sol} + \Delta S_{sub}, \quad (1.2)$$

onde P é a precipitação (que representa uma entrada no sistema), R_{sup} e R_{sub} são, respetivamente, o escoamento superficial e subterrâneo (que representam saídas do sistema), ET é a evapotranspiração (que representa uma saída do sistema) e ΔS_{sup} , ΔS_{sol} e ΔS_{sub} são, as variações de água, respetivamente, na superfície, no solo e no subsolo.

A equação do balanço hidrológico (1.2) pode ser simplificada se considerarmos a região da bacia hidrográfica e se considerarmos um intervalo de tempo suficientemente longo para que as variações nos armazenamentos (termo direito da equação) possam ser consideradas nulas. Assim, e agrupando os escoamentos, superficial e subterrâneo, numa única variável R , podemos escrever,

$$P - R - ET = 0, \quad (1.3)$$

ou,

$$P - R = ET. \quad (1.4)$$

Em Portugal, esta equação pode ser utilizada desde que se considerem intervalos de tempo iguais ou superiores a um ano e desde que se considere o início do ano em 1 de outubro. Assim, falamos em ano hidrológico que em Portugal se inicia em 1 de outubro e termina em 30 de setembro.

3. Distribuição da água na Terra

A água cobre cerca de três quartos da superfície da Terra, é o líquido mais abundante na Terra com um volume total de cerca de 1600 milhões km³. Aproximadamente 15% desta água está quimicamente ligada à crosta terrestre sendo a quantidade de água livre cerca de 1386 milhões km³ (1386 X 10¹⁵ m³) (Hipólito e Vaz, 2011).

A água na Terra existe em três estados, sólido, líquido e gasoso e distribui-se por três grandes reservatórios: os oceanos (96,538%), os continentes (3,461%) e a atmosfera (0,001%). Na Figura 1.2 mostra-se a importância das várias reservas hídricas existentes na Terra. Analisando esta figura podemos ver que 97% da água da Terra é água salgada e apenas 3% é água doce. Destes 3%, cerca de 77% estão retidos em glaciares e neve permanente, 22% correspondem a água subterrânea (parte dela dificilmente utilizada pelo Homem), e apenas 1% corresponde a água superficial. Deste 1% de água superficial, cerca de 61% estão nos rios e lagos e 39% estão no solo e na atmosfera. Assim, pode afirmar-se que apenas cerca de 0,3% de toda a água da Terra é passível de ser utilizada pelo Homem (Hipólito e Vaz, 2011).

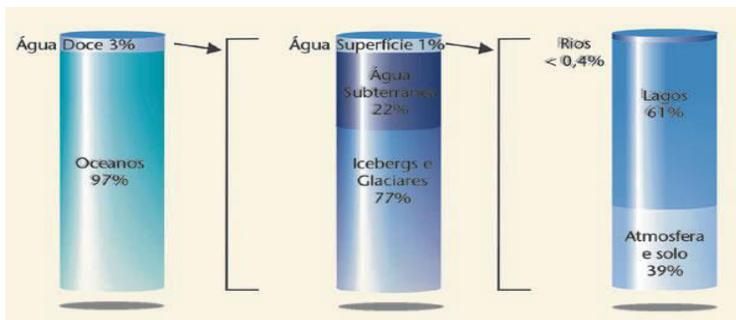


Figura 1.2. Distribuição da água na Terra.

4. Exercícios

1. Estimar a evapotranspiração média anual na bacia do Rio Sado sabendo que os correspondentes valores de precipitação e escoamento são, respetivamente, de 600 mm e 230 mm.

2. Estimar o escoamento médio anual no Rio Sabié (Moçambique) onde os correspondentes valores da precipitação e evapotranspiração são, respetivamente, de 766,4 mm e 680,2 mm (Adaptado de Lencastre e Franco, 2003).

Soluções:

1. $ET = 368 \text{ mm}$

2. $R = 86,2 \text{ mm}$

5. Referências bibliográficas

Chow Ven Te; Maidment D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.

Hipólito J. R. e Vaz, A. C. (2011). *Hidrologia e Recursos Hídricos*, IST Press, ISBN 978-9728469863, Lisboa.

Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, ISBN 972-8152-59-0, Lisboa.

INAG, SNIRH (2010). <http://snirh.inag.pt/>.

Capítulo 2

Bacia hidrográfica

Rita Cabral Guimarães

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

1. Conceitos gerais

A bacia hidrográfica é a unidade fundamental de aplicação prática da Hidrologia. Viessman *et al.* (1977) definem bacia hidrográfica de um curso de água (Figura 2.1.) como uma “área definida topograficamente, drenada por um curso de água ou por um sistema interligado de cursos de água tal que todos os caudais efluentes sejam descarregados através de uma única saída (secção de referência da bacia)”. Em muitos problemas de engenharia, interessa considerar não a totalidade da bacia hidrográfica, mas sim a bacia correspondente ao troço do rio a montante de uma determinada secção. Assim, uma bacia hidrográfica diz sempre respeito a uma determinada secção de referência que pode ou não coincidir com a foz do respetivo rio.

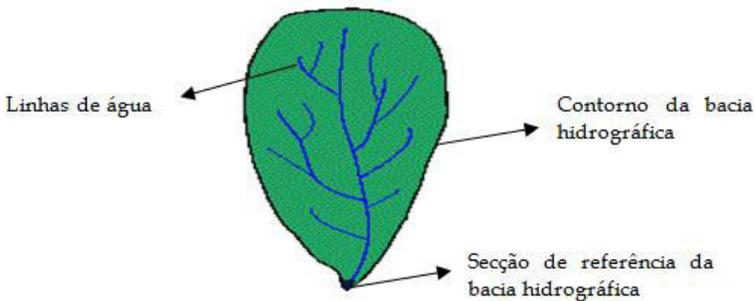


Figura 2.1. Esquema de uma bacia hidrográfica.

O contorno de uma bacia hidrográfica é definido pela linha de separação de águas que divide as precipitações que caem na bacia das que caem nas bacias vizinhas. A linha de separação de água pode ser de dois tipos:

- Linha de separação de águas topográfica ou superficial, que segue pelas linhas de fecho em torno da bacia, atravessando o curso de água somente na secção de referência e que passa pelos pontos de máxima cota entre bacias (o que não impede de que no interior de uma bacia existam picos isolados com cota superior).

- Linha de separação de águas freática ou subterrânea, que é determinada pela estrutura geológica dos terrenos e estabelece os limites dos reservatórios de água subterrânea de onde provem o escoamento de base da bacia. Esta linha muda de posição com as flutuações ao longo do ano do nível de água subterrâneo e depende da estrutura geológica do terreno, o que na prática torna difícil a sua exata determinação.

As áreas delimitadas por estas duas linhas raramente coincidem com exatidão, no entanto, e devido à dificuldade em se definir a linha de separação freática, considera-se para efeitos práticos que a área da bacia hidrográfica é definida pela linha de separação topográfica. Na Figura 2.2 apresenta-se um exemplo da não coincidência das duas linhas de separação de águas. Nesta figura é possível verificar que, devido à existência de uma camada impermeável no solo, a bacia hidrográfica do rio 2 recebe parte da precipitação que cai na bacia hidrográfica do rio 1. Este facto é particularmente importante em bacias pequenas principalmente em solos com formações cársticas, no entanto em bacias de grandes dimensões a sua importância é usualmente reduzida.

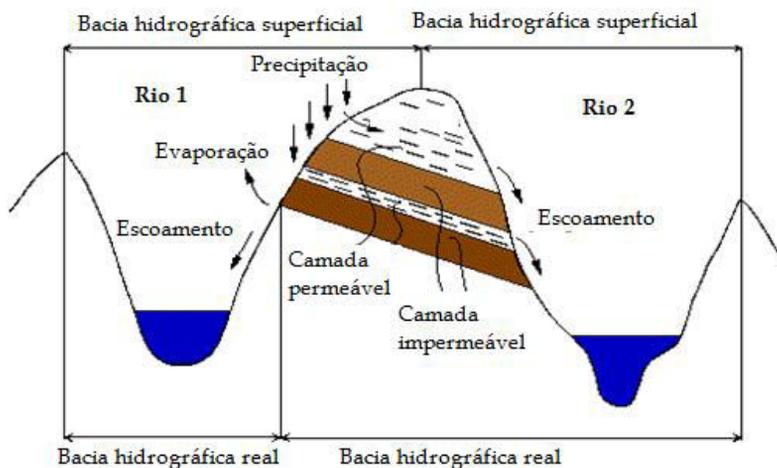


Figura 2.2. Corte transversal de duas bacias adjacentes onde se verifica a não coincidência das linhas de separação de águas superficial e subterrânea.

2. Delimitação de uma bacia hidrográfica

Para a delimitação ou traçado da bacia hidrográfica, de um determinado curso de água, numa carta com curvas de nível deve-se, a partir da secção de referência, procurar a linha de festo que envolve o curso de água. A linha de festo nunca pode cortar o curso de água (a não ser na secção de referência), segue pelos pontos de máxima cota circundantes do curso de água e existe sempre uma linha de festo entre dois talvegues (linha de reunião de águas) (Figura 2.3). Estas duas linhas, talvegue e festo, podem ser facilmente identificadas numa carta com curvas de nível, bastando para isso notar que, quando as curvas de nível de menor cota envolvem as de maior cota, a linha que atravessa a convexidade que elas formam quando mudam de direção é uma linha de festo e que pelo contrário, quando as curvas de nível de maior cota envolvem as de menor cota, a linha que atravessa a convexidade por elas formadas quando mudam de direção é um talvegue.

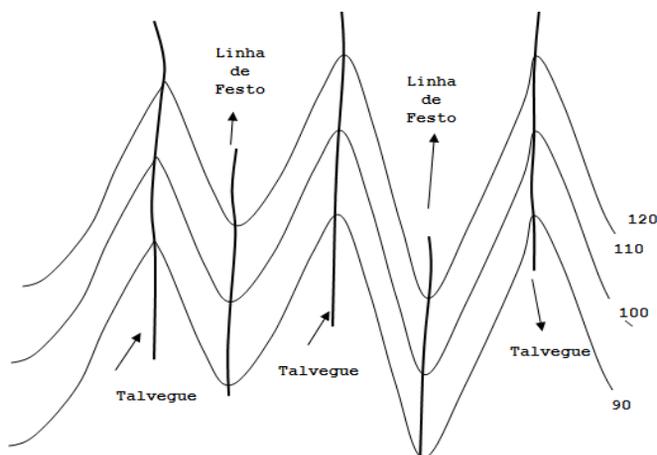


Figura 2.3. Linhas de festo e talvegues numa carta com curvas de nível.

3. Caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica

A caracterização fisiográfica da bacia tem grande importância para o estudo do seu comportamento hidrológico e consideram-se características fisiográficas aquelas que podem ser obtidas a partir de cartas, fotografias aéreas ou imagens de satélite.

Hidrologicamente interessa caracterizar a bacia relativamente à geometria, sistema de drenagem, relevo, geologia, uso do solo e coberto vegetal.

3.1 Características geométricas

3.1.1. Área de drenagem

É a área, em projeção horizontal, limitada pela linha de contorno (Figura 2.4). É determinada por planimetria ou recorrendo a *Sistemas de Informação Geográfica* (SIG) e, usualmente exprime-se em km² ou hectares. A área de uma bacia é o elemento básico para o cálculo das restantes características fisiográficas.

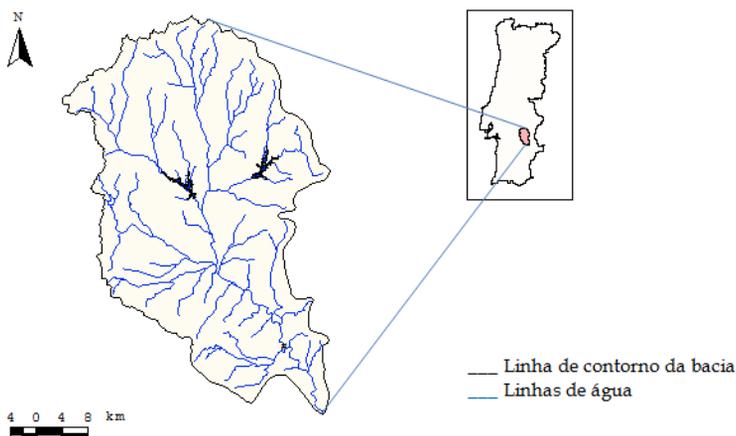


Figura 2.4. Bacia hidrográfica do rio Degebe.

3.1.2. Forma da bacia

A caracterização da forma da bacia fornece informação acerca da maior ou menor tendência para cheias que essa bacia apresenta. Em igualdade de outros fatores, uma bacia circular e compacta apresenta maior tendência para a ocorrência de cheias do que uma bacia estreita e alongada. Isto porque, numa bacia circular a contribuição dos afluentes atinge o curso de água principal aproximadamente numa única secção levando à concentração do escoamento neste ponto. Por outro lado, numa bacia circular e compacta há maior probabilidade de ocorrência de precipitações intensas em toda a sua extensão e logo maior possibilidade de ocorrência de cheias, do que numa bacia estreita e comprida.

Para caracterização da forma da bacia, deve recorrer-se a uma análise qualitativa, feita por observação visual (bacia alongada, circular, compacta, etc.) e a uma análise quantitativa, feita com recurso a alguns parâmetros que relacionam a forma da bacia com formas geométricas conhecidas.

Coefficiente de compacidade

O coeficiente de compacidade ou índice de Gravelius, K_c , relaciona a forma da bacia com um círculo e define-se como a relação que existe entre o perímetro da bacia (P) e o perímetro (P') de um círculo de área (A) igual à da bacia,

$$K_c = \frac{P}{P'}. \quad (2.1)$$

Esta expressão pode ser transformada em,

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}, \quad (2.2)$$

notando que,

$$\left. \begin{array}{l} P' = 2\pi r \\ A = \pi r^2 \Rightarrow r = \frac{\sqrt{A}}{\sqrt{\pi}} \end{array} \right\} \Rightarrow K_c = \frac{P}{2\pi r} \Rightarrow K_c = \frac{P}{2\pi(\sqrt{A}/\sqrt{\pi})} \Rightarrow K_c = 0,282 \frac{P}{\sqrt{A}}.$$

K_c é um número adimensional que varia com a forma da bacia independentemente do seu tamanho. O menor valor que K_c pode tomar é 1, o que corresponde a uma bacia circular ($P = P'$). Quanto maior K_c menos compacta é a bacia (maior é o perímetro em relação à área) e portanto menor tendência para cheias ela terá.

Fator de forma

O fator de forma relaciona a forma da bacia com um retângulo e define-se como a relação que existe entre a largura média da bacia (l_m) e o comprimento da bacia (L).

$$K_f = \frac{l_m}{L}. \quad (2.3)$$

Esta expressão pode ser transformada em,

$$K_f = \frac{A}{L^2}, \quad (2.4)$$

notando que, a largura média (l_m) da bacia é a relação entre a área da bacia (A) e o seu comprimento (L),

$$l_m = \frac{A}{L} \Rightarrow K_f = \frac{A}{L^2}.$$

K_f é um número adimensional e o maior valor que K_f pode tomar é 1 correspondente a uma bacia quadrada ($L = l_m$). Quanto menor K_f menor tendência para cheias terá a bacia. Isto porque uma bacia com um K_f baixo (maior é o comprimento da bacia em relação à área), é uma bacia estreita e longa, que como já referido tem menor tendência para a ocorrência de cheias.

3.2 Características do sistema de drenagem

3.2.1. Constância do escoamento

Os cursos de água podem ser classificados quanto ao seu regime de escoamento em três tipos básicos (Lencastre e Franco, 2003): perenes, intermitentes e efêmeros.

Os cursos de água perenes escoam água durante todo o ano. O escoamento é mantido pelas reservas de água subterrâneas que alimentam o escoamento, mesmo na estação seca. O nível de água subterrâneo nunca desce abaixo do leito do curso de água, mesmo nas secas mais severas (Figura 2.5a).

Os cursos de água intermitentes, geralmente, escoam durante a estação húmida e secam na estação seca. Durante a estação húmida o nível freático sobe acima do nível inferior do leito escoando, por isso, água de origem subterrânea e superficial. Durante a estação seca, o nível freático desce a um nível inferior ao do leito e o escoamento cessa, ocorrendo apenas após ou durante chuvadas pontuais (Figura 2.5b).

Os cursos de água efêmeros existem apenas durante ou imediatamente após os períodos de precipitação transportando, por isso, apenas escoamento superficial. O nível freático encontra-se sempre abaixo do leito do curso de água não havendo, portanto, qualquer contribuição subterrânea para o escoamento (Figura 2.5c).

Muitos rios apresentam troços dos três tipos de escoamento, no entanto, a maioria dos grandes rios é perene, enquanto que os pequenos rios são, geralmente, efémeros ou intermitentes.

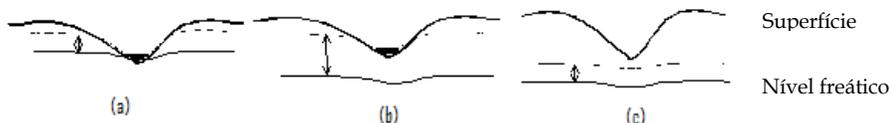


Figura 2.5. Classificação dos cursos de água quanto à constância do escoamento.
(a) curso de água perene, (b) curso de água intermitente, (c) curso de água efémero.

3.2.2. Classificação dos cursos de água

Classificação decimal

A classificação decimal (DGRAH, 1981), elaborada pela extinta Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos com o objetivo de permitir a localização e identificação dos cursos de água, foi estabelecida sobre uma carta à escala 1:250 000 permitindo a classificação de todos os cursos de água cujas bacias hidrográficas apresentem área superior ou igual a 4 km².

Nesta classificação, Portugal Continental foi dividido em sete regiões hidrográficas (Figura 2.6) classificadas com único número de um dígito (1 a 7). Os rios principais (rios que desaguam no mar) dentro de cada região são classificados com dois números, o primeiro relativo à região e o segundo, com dois dígitos, relativo a cada rio principal dentro de região. Por exemplo, o Rio Douro tem a classificação de 2 01, 2 relativo à região hidrográfica e 01 relativo ao rio principal. Se uma região tem mais do que um rio principal, a sua classificação faz-se no sentido dos ponteiros do relógio a partir da costa. Por exemplo, o rio Lima tem a classificação 1 12 e o rio Minho a classificação 1 17.

A partir do rio principal os afluentes são classificados de jusante para montante, atribuindo-se números pares aos que se desenvolvem na margem direita e números ímpares aos situados na margem esquerda.

Assim, por exemplo, a classificação decimal do rio Beça é 2 01 20 34 que corresponde a localizá-lo na região hidrográfica 2 (Douro), na bacia hidrográfica do rio principal 01 (rio Douro), na décima (20/2) sub-bacia

da margem direita do rio Douro 20 (rio Tâmega), e décimo sétimo (34/2) afluente da margem direita do rio Tâmega 34 (rio Beça).

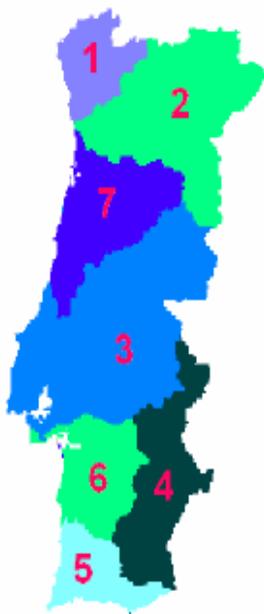


Figura 2.6. Regiões Hidrográficas para a classificação decimal. 1 - Norte, 2 - Douro, 3 - Tejo, 4 - Guadiana, 5 - Algarve, 6 - Sado e Mira, 7 - Mondego.

Classificação Horton-Strahler

A classificação de Horton (1945), modificada por Strahler (1964) é uma classificação que reflete o grau de ramificação ou bifurcação dentro de uma bacia hidrográfica. Nesta classificação atribui-se um número de ordem a cada curso de água sendo classificados como cursos de água de 1ª ordem aqueles que não apresentem afluentes. A linha de água formada pela junção de duas linhas de água com a mesma ordem tomará uma ordem maior em um. Assim, a junção de dois rios de ordem n dá lugar a um rio de ordem $n + 1$. Por exemplo, $1 + 1 = 2$; $3 + 3 = 4$; $2 + 2 = 3$, etc.. A linha de água formada pela junção de duas linhas de água de ordens diferentes tomará a ordem maior das duas. Assim, a junção de um rio de ordem n com um rio de ordem $n + 1$, dá lugar a um rio de ordem $n + 1$. Por exemplo, $1 + 2 = 2$; $1 + 3 = 3$; $2 + 3 = 3$, etc. (Figura 2.7).

A ordem do rio principal mostra a extensão da ramificação na bacia (Villela e Matos, 1975).

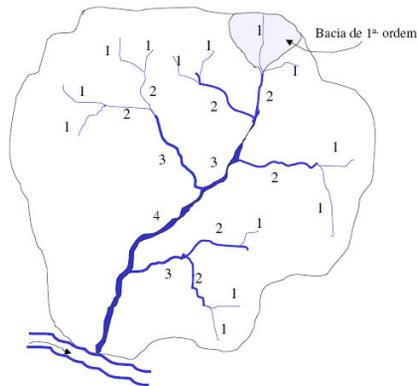


Figura 2.7. Classificação dos cursos de água segundo Horton-Strahler.

3.2.3. Densidade de drenagem

Segundo Horton (1945), a densidade da drenagem, D_r , é expressa pela relação entre o comprimento (km) total das linhas da água, L_t , (sejam elas perenes, intermitentes ou efêmeras) existentes numa dada bacia e a área (km^2) total, A , dessa bacia,

$$D_r = \frac{L_t}{A} . \quad [\text{km km}^{-2}] \quad (2.5)$$

A densidade de drenagem fornece uma boa indicação da eficiência da drenagem natural da bacia constituindo, assim, um índice da tendência para a ocorrência de cheias da bacia. Em igualdade dos restantes fatores, quanto maior a densidade de drenagem de uma bacia, maior também será a tendência para a ocorrência de cheias, uma vez que se favorece o transporte da água em detrimento da infiltração.

O valor da densidade de drenagem depende da escala da carta em que é medido o comprimento total das linhas de água, podendo afirmar-se que, em geral, o seu valor aumenta com o aumento da escala utilizada. Em termos genéricos, podem referir-se como valores médios da densidade de drenagem, 3 a 5 km km^{-2} se a escala da carta for 1: 25000, 1 a 2 km km^{-2} para uma escala de 1: 50000, e 0,3 km km^{-2} para cartas de escala 1: 1000000.

3.3 Características do relevo

O relevo de uma bacia hidrográfica tem grande influência sobre fatores meteorológicos e hidrológicos. Por um lado o relevo influencia a

precipitação, temperatura e evapotranspiração, que são dependentes da altitude. Por outro lado, o relevo condiciona a velocidade do escoamento superficial que é dependente do declive da bacia.

3.3.1. Altitude média

A altitude média, \bar{Z} , exerce influência na precipitação (a precipitação cresce com a altitude até valores de 2000 a 3000 m), nas perdas de água por evaporação e transpiração e conseqüentemente sobre o escoamento. Define-se por,

$$\bar{Z} = \frac{\sum_{i=1}^n \bar{Z}_i A_i}{A}, \quad [\text{m}] \quad (2.6)$$

onde, \bar{Z}_i e A_i são, respectivamente, a altitude média (m) e a área (km²) entre duas curvas de nível consecutivas, A é a área (km²) da bacia e n o número de curvas de nível que atravessam a bacia.

3.3.2. Altura média

A altura média, \bar{H} , condiciona a energia potencial da água e portanto o tempo que a água leva a atingir a secção de referência. Define-se de modo semelhante à altitude média, mas em vez de se referir a cotas acima do nível médio do mar, Z (altitudes), refere-se a cotas acima da secção em estudo, H (alturas). Conhecendo a altitude mínima da bacia ou altitude da secção de referência, Z_{\min} (m), pode calcular-se a altura média da bacia por,

$$\bar{H} = \bar{Z} - Z_{\min}. \quad [\text{m}] \quad (2.7)$$

3.3.3. Curva hipsométrica

A curva hipsométrica é a representação gráfica do relevo médio da bacia. Fornece a variação da altitude dos terrenos da bacia com referência ao nível médio do mar e representa a área (A) da bacia que fica acima de cada altitude (Z), $A = f(Z)$, expressa em unidades de área ou em percentagem da área total. (Figura 2.8).

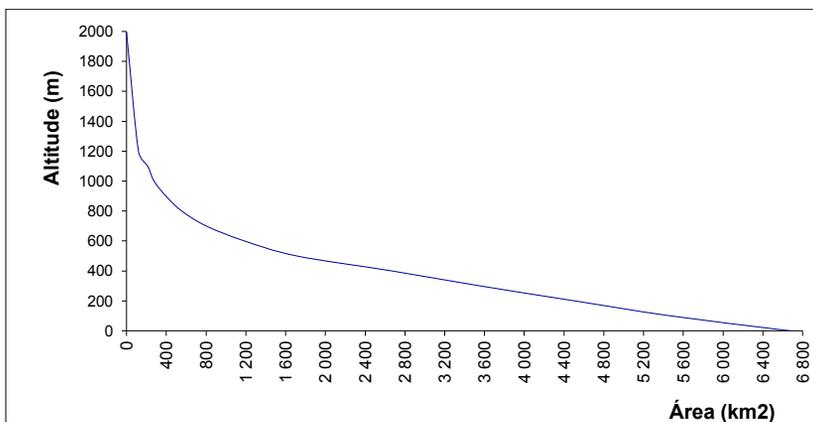


Figura 2.8. Curva hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.

Analisando o gráfico da curva hipsométrica podem tirar-se algumas conclusões sobre o relevo da bacia:

- Um “patamar” na curva hipsométrica revela em geral a existência de uma zona plana;

- Duas bacias com iguais altitudes, máxima e mínima, poderão ter curvas hipsométricas nitidamente diferentes, o que se traduz por comportamentos hidrológicos também diferentes;

- Duas bacias poderão ter curvas hipsométricas coincidentes com exceção das zonas extremas, sendo então análogo o comportamento hidrológico;

- A altitude média corresponde à ordenada média da curva hipsométrica

- A altura média é a diferença entre a altitude média e a altitude mínima da bacia.

Atualmente, com recurso à cartografia digital e às ferramentas associadas aos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) é possível obter facilmente cartas hipsométricas das bacias hidrográficas. Nestas cartas representam-se classes de altitudes do terreno, distribuídas pelas áreas que elas ocupam na bacia. Na Figura 2.9 apresenta-se a carta hipsométrica da bacia do Mondego obtida a partir da respetiva carta topográfica.

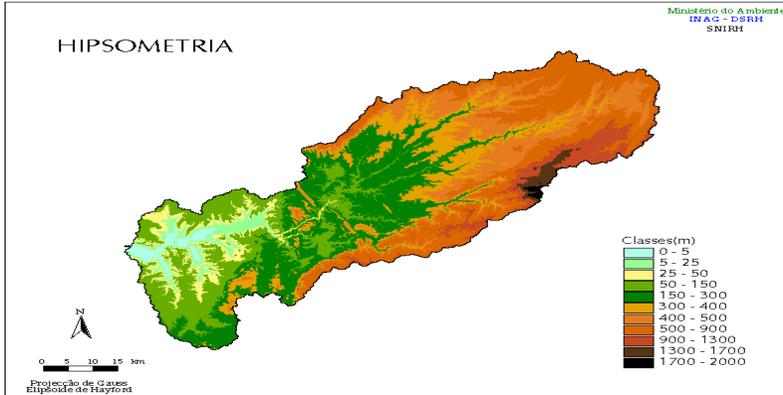


Figura 2.9. Carta hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.

3.3.4. Retângulo equivalente

Foi introduzido por hidrologistas franceses com o objetivo de melhor comparar a influência das características da bacia sobre o escoamento (Villela e Matos, 1975). Com este método pretende-se aproximar a bacia a um retângulo, definindo-se um retângulo equivalente de comprimento (km) L_e e largura (km) l_e com perímetro (km), P , área (km²), A , e repartição hipsométrica iguais aos da bacia, tal que:

$$\begin{cases} 2(l_e + L_e) = P \\ l_e \times L_e = A \end{cases} \quad (2.8)$$

A resolução deste sistema de equações em ordem a L_e e l_e , permite obter:

$$L_e = \frac{P + \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad , \quad [\text{km}] \quad (2.9)$$

$$l_e = \frac{P - \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad . \quad [\text{km}] \quad (2.10)$$

Na Figura 2.10 apresenta-se o retângulo equivalente da bacia do Mondego.

No retângulo equivalente traçam-se as várias curvas de nível paralelas à largura do retângulo, e distanciadas de tal maneira que as áreas parciais delimitadas pelas curvas de nível no retângulo sejam proporcionais às áreas correspondentes na própria bacia. Para traçar as

curvas de nível no retângulo, torna-se necessário determinar a distância (L_{ei}) que separa as retas de cota Z_{i-1} e Z_i . Sabendo a área (A_i) limitada pelas duas retas, vem que, $A_i = L_{ei} \times l_e \Rightarrow L_{ei} = \frac{A_i}{l_e}$.

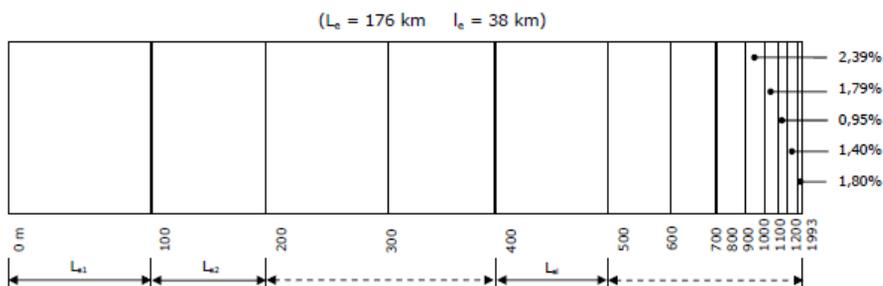


Figura 2.10. Retângulo equivalente da bacia do Mondego (Adaptado de Lencastre e Franco, 2003)

Só é possível definir retângulo equivalente para $P/\sqrt{A} \geq 4$. No caso limite de ser $P/\sqrt{A} = 4$ os lados do retângulo são iguais, definindo-se, neste caso, um quadrado equivalente.

3.3.5. Índice de declive da bacia

A determinação do declive médio da bacia encontra-se hoje facilitada com recurso aos SIG. As ferramentas SIG possibilitam a obtenção do Modelo Digital do Terreno (MDT) e a partir daí, determinar um valor de declive associado a cada uma das malhas constituintes do MDT. O declive médio da bacia pode, então, ser determinado estatisticamente a partir daqueles valores.

Na ausência das ferramentas atrás referidas, podem definir-se vários índices de declive para a bacia. Um destes índices de declive, I_d , é dado por,

$$I_d = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left[(Z_i - Z_{i-1}) \times \frac{A_i}{A} \right]}{1000 \times L_e}}, \quad (2.11)$$

onde, $(Z_i - Z_{i-1})$ representa a diferença de cotas (m) entre duas curvas de nível consecutivas, A_i é a área (km²) entre duas curvas de nível

consecutivas, A é a área da bacia (km^2), L_e é o lado maior (km) do retângulo equivalente e n é o número de curvas de nível que atravessam a bacia.

3.3.6. Perfil longitudinal do curso de água

O perfil longitudinal do curso de água relaciona as altitudes do seu leito com as distâncias à foz. Na Figura 2.11 apresenta-se o perfil longitudinal do rio Leça.

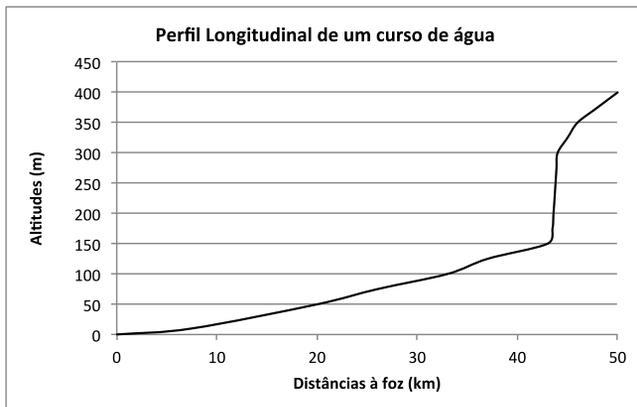


Figura 2.11. Perfil longitudinal de um curso de água.

3.3.7. Declive médio do curso de água

A velocidade do escoamento de um rio depende do declive do seu leito e quanto maior for este declive maior será a velocidade de escoamento.

O declive médio do curso de água, D_m , obtém-se dividindo a diferença total de elevação do leito pela extensão horizontal do curso de água. Isto é,

$$D_m = \frac{Z_{nas} - Z_{min}}{1000 \times L}, \quad (2.12)$$

onde Z_{nas} é a altitude (m) da nascente, Z_{min} é a altitude (m) da secção de referência e L é o comprimento (km) do curso de água.

3.4. Tempo de concentração

O tempo de concentração de uma bacia, T_c , é o tempo necessário para que a gota de água caída no ponto hidráulicamente mais afastado da

bacia chegue à secção de referência da bacia. Assim, iniciando a contagem dos tempos no início da chuvada, se esta cobrir toda a bacia, o tempo de concentração é o tempo necessário para que toda a sua área contribua para o escoamento superficial na secção de saída (Villela e Matos, 1975).

O tempo de concentração pode ser obtido experimentalmente ou pode ser estimado utilizando fórmulas empíricas. Dentro das inúmeras fórmulas para determinar o tempo de concentração podem referir-se as que se apresentam no Quadro 2.1 e que frequentemente se utilizam em Portugal.

Quadro 2.1. Fórmulas para cálculo do tempo de concentração (Almeida *et al.*, 2014)

Nome	Equação	Comentários
Giandotti	$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1,5L}{0,80\sqrt{H}} \quad (2.13)$	Deduzida utilizando dados de bacias naturais do norte e centro de Itália com áreas entre 170 - 70.000 km ² . Quando aplicado a bacias pequenas o tempo de concentração é sobrestimado.
Temez	$T_c = 0,3 \left(\frac{L}{D_m^{0,25}} \right)^{0,76} \quad (2.14)$	Deduzida utilizando dados de bacias naturais de Espanha com áreas até 3000 km ² .
Kirpich	$T_c = 0,0663 \frac{L^{0,77}}{D_m^{0,385}} \quad (2.15)$	Deduzida utilizando dados de 7 bacias rurais do Tennessee (EUA) com áreas entre 0,005 - 0,453 km ² e com declives médios entre 3 - 10%.
Ven Te Chow	$T_c = 0,1602 \frac{L^{0,64}}{D_m^{0,32}} \quad (2.16)$	Deduzida utilizando dados de 20 bacias rurais dos Estados Unidos da América com áreas entre 0,01 - 18,5 km ² e com declives médios entre 0,5 - 9%.

Nota: T_c é o tempo de concentração (h), A é a área da bacia (km²), L é o comprimento da bacia (km), \bar{H} é a altura média da bacia (m) e D_m é o declive médio do curso de água principal (mm⁻¹).

3.5. Geologia, solos e coberto vegetal

As características geológicas da bacia condicionam o tipo de solo presente e consequentemente a distribuição e o movimento da água na bacia. O regime de escoamento da bacia, em igualdade de outros fatores, é tanto mais constante quanto maior for a permeabilidade dos seus solos e formações geológicas (porque é favorecido o armazenamento nos aquíferos) e, pelo contrário, mais irregular, quando a permeabilidade é baixa. As características dos solos que mais condicionam o movimento da água na bacia são as suas capacidades de infiltração e de retenção.

A consideração do coberto vegetal da bacia e do uso do solo, fatores que condicionam fortemente o escoamento e a infiltração, tem também grande importância na análise do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas. Assim, por exemplo, a presença de florestas favorece a infiltração e reduz a velocidade do escoamento superficial, enquanto que, pelo contrário, um solo coberto com culturas anuais apresenta menor infiltração de água no solo e maior velocidade do escoamento.

4. Exercícios

4.1. A bacia hidrográfica da Ribeira dos Quartos apresenta os seguintes dados topográficos:

Área (A)	34,8 km ²
Perímetro (P)	27,4 km
Comprimento (L)	12,9 km
Comprimento total das linhas de água (L_t)	132,0 km
Altitude máxima (Z_{max})	267 m
Altitude mínima (Z_{min})	196 m
Altitude da nascente (Z_{nas})	253 m

Curva de nível (m)	Área limitada pela Curva de nível (km ²)
196	0,0
200	2,3
225	15,6
250	32,4
267	34,8

Curva de nível (m)	Comprimento da linha de água até à curva de nível (km)
196	0
200	4,0
225	8,1
250	12,8
253	12,9

Calcular/determinar as seguintes características fisiográficas:

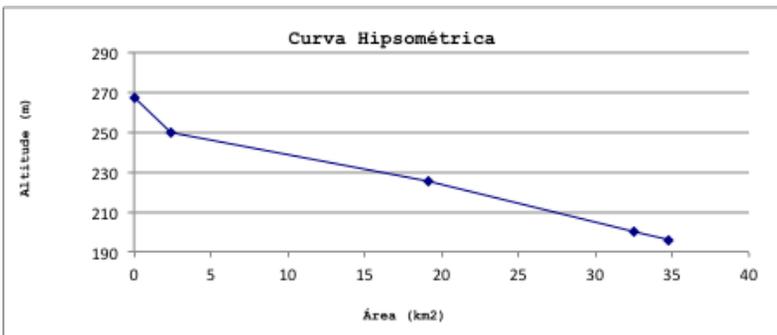
- Coeficiente de compacidade e fator de forma;
- Altitude média e altura média;
- Curva hipsométrica;
- Perfil longitudinal do curso de água;
- Declive médio do rio;
- Retângulo equivalente;
- Índice de declive;
- Densidade de drenagem;
- Tempo de concentração da bacia.

Soluções:

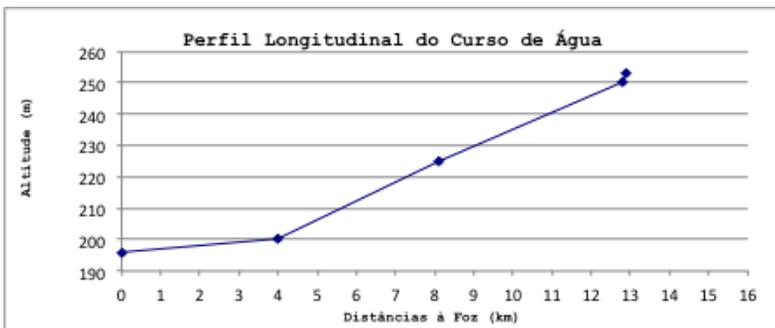
a) $K_c = 1,31$ e $K_f = 0,21$

b) $\bar{Z} = 226,78 m$ e $\bar{H} = 30,78 m$

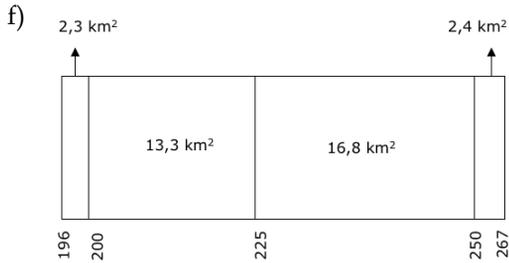
c)



d)



e) $D_m = 0,0044$



g) $I_d = 0,042$

h) $D_r = 3,79 \text{ kmkm}^{-2}$

i) $T_c(\text{Giandotti}) = 9,68 \text{ h}$; $T_c(\text{Kirpich}) = 3,83 \text{ h}$; $T_c(\text{Temez}) = 5,87 \text{ h}$; $T_c(\text{Ven Te Chow}) = 4,67 \text{ h}$; $T_c \text{ da Bacia} = 6,01 \text{ h}$.

5. Referências bibliográficas

- Almeida, I; Almeida, A.; Anache, J.; Steffen, J.; Sobrinho, T. (2014). Estimation on time concentration of overland flow in watershed: A review. *Geociências*, UNESP, 33(4), 661-671.
- Chow Ven Te; Maidment D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- DGRAH (1981). Índice Hidrográfico e Classificação Decimal dos Cursos de Água de Portugal, *Ministério da Habitação e Obras Públicas*, Lisboa.
- Horton R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, in Chow, Ven Te; Maidment, D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, ISBN 972-8152-59-0, Lisboa.
- Strahler A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, section 4 - II, in Chow, Ven Te; Maidment, D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- Viessman Jr. W.; Knapp J. W.; Lewis G. L. and Harbaugh T. E. (1977). *Introduction to Hydrology*, Second edition, Harper and Row, New York.
- Villela S. M. e Mattos A. (1975). *Hidrologia Aplicada*, McGraw-Hill, São Paulo.

Capítulo 3

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

José Andrade, Gottlieb Basch

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

1. Sistema climático, clima e estado do tempo

O sistema climático é um sistema composto, fechado mas não isolado (i.e., não há entrada ou saída de massa mas permite trocas de energia com o exterior, o espaço), constituído por vários subsistemas limitados por participações permeáveis e diatérmicas. Os subsistemas são a Atmosfera - invólucro gasoso que envolve o globo terrestre, a Litosfera - massas de terra da superfície do globo, a Hidrosfera - água líquida distribuída à superfície do globo, a Criosfera - grandes massas de gelo e depósitos de neve, e a Biosfera - seres vivos. A entrada de energia no Sistema Climático tem, fundamentalmente, origem solar e natureza radiante. A maior parte da energia emitida pelo Sol provém da sua Fotosfera.

O estado do tempo e o clima descrevem o mesmo sistema, o Sistema Climático, mas referem-se a escalas temporais diferentes. O clima de uma região ou local é o conjunto das condições meteorológicas predominantes nessa região ou local durante um longo intervalo de tempo, com uma duração mínima de três décadas. O clima é caracterizado pelos valores médios dos diferentes elementos meteorológicos, pela variabilidade destes (estatísticas de ordem mais elevada como variâncias, covariâncias, correlações,..) e por informação sobre a ocorrência de eventos extremos. O estado do tempo refere-se às condições meteorológicas instantâneas e à evolução diária dos sistemas sinópticos individuais. A descrição do clima ou do estado do tempo é feita a partir do conhecimento de um conjunto de valores de grandezas meteorológicas. Estes parâmetros, variáveis no tempo e no espaço, são os elementos climáticos ou meteorológicos.

A fenomenologia atmosférica assim como o estado do tempo e respetiva evolução são objeto de estudo da Meteorologia enquanto que o clima e a sua dinâmica o é da Climatologia. A Meteorologia observa os fenómenos ao mesmo tempo que os explica, sendo por isso uma ciência analítica, explicativa e prospetiva; a Climatologia é o estudo do ambiente atmosférico constituído por uma série de estados da atmosfera (clima), sendo uma ciência de síntese e retrospectiva. Os princípios teóricos da Meteorologia são, basicamente, os da física (termodinâmica, mecânica, ótica, dinâmica, etc.), pelo que usa frequentemente o cálculo vetorial e diferencial. A Climatologia usa, fundamentalmente, a estatística. Fenómenos atmosféricos de microescala e de escala local são objeto de estudo da Micrometeorologia e da Microclimatologia, domínios científicos assentes no conceito de camada limite atmosférica (CLA) ou planetária (CLP) - camada de ar aderente à superfície terrestre resultante da ação do vento e do atrito e da variação térmica dessa mesma superfície, com espessura variável (no espaço e no tempo), desenvolvendo-se até onde se faça sentir a influência da superfície sobre a qual se forma, sendo normalmente constituída por duas subcamadas (laminar e turbulenta), ao longo das quais são transportados momento, energia e massa.

2. Cartas sinópticas e Normais Climatológicas

Uma carta sinóptica mostra o estado da atmosfera em um dado momento (Figura 3.1). A leitura de uma carta sinóptica permite a caracterização do estado do tempo e a previsão da sua evolução. Estes mapas usam dados obtidos por satélites, balões meteorológicos, aeronaves, satélites e sensores remotos terrestres.

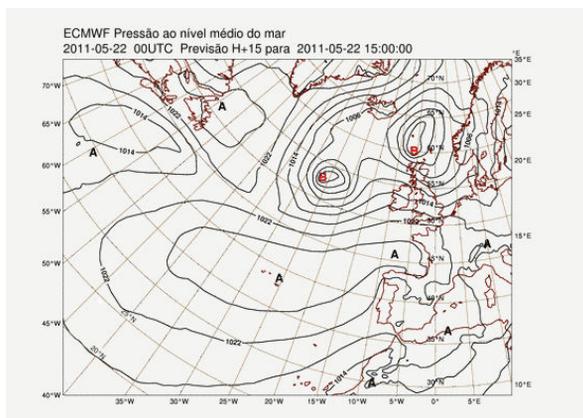


Figura 3.1. Carta sinóptica, de previsão meteorológica para o dia 22 de maio de 2011 (IM, 2011).

O clima de uma região ou de um local pode ser descrito por uma Normal Climatológica (Quadro 3.1). Uma Normal consiste em valores médios mensais de diversas variáveis meteorológicas, calculados para um período de 30 anos consecutivos de observações. O Instituto de Meteorologia publicou Normais Climatológicas relativas a diferentes estações meteorológicas do território nacional para diferentes períodos (1921-1950, 1931-1960, 1941-1970, 1951-1981, 1961-1990). O número de estações sobre as quais há valores normais aumentou consideravelmente ao longo do século passado (em Portugal, passou de 12 no período 1901-1930 para 52 no período 1931-1960 e mais de cem no período entre 1951-1980).

Constam das Normais Climatológicas valores médios mensais e anuais de temperatura, humidade, precipitação, evaporação, insolação, evaporação e nebulosidade, estatísticas sobre a direção e a velocidade do vento (velocidade média para cada rumo e frequência de ocorrência desse rumo) e a frequência (em número médio de dias) com que se observaram determinadas condições meteorológicas (vento forte, temperaturas extremas, precipitação intensa, nevoeiro, geada, trovoada, orvalho,...). Além disso, há também informação sobre as coordenadas geográficas, a aceleração da gravidade no local, a diferença entre a hora utilizada e a hora de Greenwich, a altitude do solo no local e da tina do barómetro, as alturas acima do solo do reservatório do termómetro seco, da cabeça do anemómetro, da bandeira do catavento e da boca do udómetro (metadados).

3. Variabilidade do tempo e do clima

O estado do tempo responde à evolução mais ou menos rápida das condições atmosféricas. Tal evolução pode ser prevista em horas ou em dias e é objeto de estudo da Meteorologia Sinóptica.

Estado climático é um estado conceptual do sistema climático (interno) caracterizado pelos valores médios (normais, se referentes a um intervalo de 30 anos), conjuntamente com a sua variabilidade e outras características dum conjunto completo de grandezas (temperatura, precipitação,...), referente a uma região do sistema globo-atmosfera e a um certo intervalo de tempo, sempre superior à vida média dos sistemas meteorológicos de escala sinóptica e ao tempo limite teórico em que o comportamento da atmosfera pode ser previsto (vários dias, em ambos os casos).

Quadro 3.1. Normal Climatológica de Évora relativa ao período 1951-1980 (INMG, 1991)

Pressão atmosférica P (mb)		Temperatura do ar T (°C)				Humidade relativa do ar RH (%)							
Mês	Nível do mar	Mensal		Máx - Min		Máx - Min		Máx - Min					
		9 h	15 h	21 h	9 h	15 h	21 h	9 h	15 h	21 h			
JAN	981.1	1019.8	7.3	10.3	10.7	9.3	12.5	6.1	20.1	-2.1	8.8	7.8	7.6
FEB	979.5	1018.0	7.5	11.1	11.8	9.9	13.3	6.4	23.8	-5.0	8.6	7.3	7.0
MAR	978.3	1016.5	8.5	13.2	14.0	11.5	15.4	7.6	26.0	-1.2	7.4	6.7	6.4
ABR	977.1	1015.3	9.7	15.8	16.6	13.6	18.1	9.0	29.6	1.4	8.4	5.8	5.5
MAI	978.0	1015.5	11.9	19.3	20.5	16.6	21.9	11.3	36.5	5.0	8.4	4.9	4.4
JUN	978.8	1015.7	14.5	22.9	24.5	19.9	25.9	13.8	39.7	8.0	8.4	5.3	4.4
JUL	979.0	1015.1	16.5	26.2	28.5	22.8	29.2	15.7	40.6	10.2	8.1	4.2	3.6
AGO	978.4	1015.4	16.7	26.3	28.4	23.0	29.8	16.1	39.5	11.0	7.7	4.1	3.5
SET	979.4	1016.4	16.1	23.9	25.1	21.1	26.9	15.3	38.8	7.6	7.9	4.8	4.4
OUT	979.9	1016.9	13.7	19.3	19.4	17.1	21.5	12.8	32.4	4.0	8.1	5.9	5.7
NOV	979.9	1018.1	9.9	14.1	13.7	12.4	16.0	8.8	28.4	0.6	8.4	7.0	7.1
DEZ	981.0	1019.6	7.7	10.9	10.7	9.7	13.0	6.5	21.1	-2.9	8.6	7.6	7.6
ANO	979.2	1018.9	11.7	17.8	18.7	15.6	21.4	10.8	40.6	-5.0	8.5	6.0	5.6

Mês	Insolação I	Nebulosidade N (0-10)	Precipitação R (mm)		Número de dias							
			Total	Max (dia)	Nev>8	Nev>1	Nev>0.1					
JAN	147.0	49.0	4	6	94.4	60.6	68.1	9.6	0.0	0.0	2.1	0.0
FEB	150.7	52.0	5	6	84.6	46.2	75.2	0.6	0.0	0.0	2.1	0.0
MAR	194.1	52.0	5	6	82.9	46.4	109.6	0.1	0.1	0.0	2.4	0.1
ABR	239.6	61.0	5	6	48.7	46.3	144.8	0.0	1.2	0.0	2.0	0.0
MAI	296.1	68.0	4	5	39.1	39.2	196.2	0.0	8.4	0.3	1.3	0.0
JUN	317.3	72.0	4	5	26.6	42.6	231.9	0.0	17.0	0.5	0.8	0.0
JUL	379.6	85.0	2	2	6.2	69.8	307.3	0.0	27.3	2.5	1.0	0.0
AGO	358.1	86.0	3	2	3.0	15.5	317.2	0.0	26.4	3.3	0.9	0.0
SET	259.3	70.0	4	4	25.0	57.4	228.1	0.0	19.0	2.0	0.5	0.0
OUT	211.5	62.0	4	5	66.7	86.4	154.4	0.0	6.2	0.1	0.9	0.0
NOV	164.1	55.0	4	6	78.7	86.4	91.6	0.0	0.2	0.0	2.0	0.0
DEZ	152.1	52.0	4	6	86.5	71.0	70.4	0.5	0.0	0.0	2.3	0.1
ANO	2869.5	64.0	4	5	642.6	86.4	1994.8	1.8	105.8	8.7	15.5	0.2

Mês	Nebulosidade N	Precipitação (R)			Número de dias				
		>0.1 mm	>1 mm	>10 mm	Nev>8	Nev>1	Nev>0.1	Orvalho	Ceada-neve (sol)
JAN	13.1	14.1	10.1	3.1	0.1-0.1	0.3	7.9	4.9	2.20
FEB	11.7	6.9	12.9	10.1	3.0	0-0.4	0.8	5.8	4.9
MAR	13.3	6.3	12.5	9.4	3.0	0-0.4	0.9	4.5	5.0
ABR	12.5	6.7	9.3	6.8	1.6	0-0.3	1.7	3.3	3.0
MAI	9.9	8.5	7.5	5.4	1.3	0-0.2	1.4	4.0	2.0
JUN	7.5	10.6	4.7	2.9	1.0	0-0.1	1.4	2.6	0.8
JUL	2.0	20.8	0.9	0.5	0.1	0-0.1	0.6	2.0	0.1
AGO	6.7	19.3	1.4	0.6	0.0	0.4	1.5	0.4	0.0
SET	2.6	11.5	4.3	2.8	0.7	0-0.1	1.5	3.1	0.6
OUT	10.1	8.5	9.3	6.7	2.1	0.0	1.2	3.8	2.3
NOV	10.8	8.6	10.9	7.9	2.6	0.0	0.8	5.3	6.4
DEZ	10.8	8.8	12.7	8.9	3.1	0-0.1	0.5	6.8	4.9
ANO	111.0	124.1	100.5	72.1	21.6	0.0	11.5	50.6	35.3

Mês	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	V média	
										Nº (n ₀) de observações para cada rumo	Velocidade média V (Km hora ⁻¹)
JAN	9/6-17	14/1-15/3	10/5-12	10/5-14/3	9/5-15/2	15/8-16/8	10/5-16/6	19/1-7/9	0/3	15.9	
FEB	10/6-15/8	14/1-15/8	8/2-13	8/8-19/1	9/8-16/2	16/5-18/6	13/6-18/6	18/3-18/3	0/2	16.7	
MAR	11/6-1/7	13/2-16/4	7/4-13/2	9/0-14/4	7/3-15/1	11/9-18/1	13/1-1/6	20/2-18/8	0/1	16.6	
ABR	11/1-16/8	12/6-16/2	4/8-13/2	5/6-13/6	7/9-13/4	13/8-16/3	12/2-16/4	25/3-19/2	0/1	16.4	
MAI	15/9-1/7	7/7-14/1	3/5-13/8	4/5-12/6	6/3-14/1	16/2-16/8	13/2-15/4	32/4-19/1	0	17.2	
JUN	15/2-15/8	5/4-14/0	2/8-10/7	3/4-11/4	7/0-11/8	14/8-14/9	16/6-13/0	30/6-18/4	0	16.5	
JUL	14/2-16/9	4/6-13/1	2/3-11/2	3/4-11/8	4/9-11/0	13/7-12/5	16/1-14/9	40/4-18/9	0	17.2	
AGO	15/8-16/3	4/3-14/4	1/9-11/4	2/9-11/5	4/5-10/8	9/4-13/0	16/2-16/2	15/3-18/7	0	17.2	
SET	12/0-14/6	7/0-13/4	4/5-10/6	6/4-11/0	6/4-11/0	16/1-11/6	14/6-13/5	32/8-17/0	0.2	15.1	
OUT	14/4-14/6	11/7-14/6	7/6-12/4	11/8-13/1	10/4-13/8	13/3-14/4	10/0-14/9	22/6-16/9	0.4	14.7	
NOV	13/3-16/2	15/2-13/6	9/7-11/1	10/5-14/5	8/0-15/8	13/3-17/3	9/4-13/5	20/4-18/2	0.1	15.6	
DEZ	14/8-15/9	15/8-13/5	8/9-11/3	8/5-14/7	6/3-16/4	13/2-17/2	9/7-18/1	22/8-18/3	0.1	16.1	
ANO	15/7-16/2	10/5-14/5	6/0-12/1	7/0-13/6	7/4-14/0	14/5-15/9	12/9-15/9	27/9-8/4	0.1	16.5	

H₀ = 309 m; H₁ = 321 m; H₂ = 19.6 m; H₃ = 22.9 m; H₄ = 22.9 m; H₅ = 21.6 m; H₆ = 1.5 m

Qualquer variação do clima consiste na diferença estatisticamente significativa entre estados climáticos do mesmo tipo, devido à alteração do conjunto de condições-fronteira ou internas ao sistema. À variabilidade do clima estão associados períodos relativamente extensos, que podem durar de décadas a milhões de anos.

A variabilidade do clima inclui efeitos periódicos (ocorrem com regularidade e com período e fase predeterminados), quase periódicos (ocorrem com frequência aproximada) e não periódicos (sem regularidade na frequência com que ocorrem). Consoante a escala de tempo em questão, a variabilidade do clima traduz-se em flutuações aleatórias (ruído climático), anomalias ou variações climáticas, e mudanças ou alterações climáticas (Peixoto, 1987). Às flutuações aleatórias (cheias, secas, meses extremamente quentes ou frios) não estão associadas quaisquer tendências de mudança real do clima; anomalias climáticas são diferenças entre valores médios calculados sobre uma coletividade homogênea de anos, estações ou meses e os valores espectáveis correspondentes; uma mudança ou uma alteração climática é definida pela diferença entre os valores médios relativos a períodos homólogos suficientemente longos (em geral, décadas) de um parâmetro climático e das suas estatísticas. Esta classificação não é totalmente consensual. O IPCC (2007), por exemplo, qualifica de alteração climática qualquer variação sem causa definida enquanto designa por variabilidade climática, qualquer variação que resulte de processos naturais.

O estudo dos efeitos da variação do clima nos processos e componentes hidrológicos deverá incluir a previsão de secas ou de cheias, a variação da evapotranspiração potencial e da intensidade da precipitação, a resposta hidrológica das bacias hidrográficas, a geografia dos efeitos nos componentes do ciclo hidrológico, etc.. Contudo, não é fácil deduzir tais efeitos pois há que ter em conta uma adequada articulação entre as escalas da previsão climática e da modelação hidrológica, os erros associados aos dados climáticos e dados hidrológicos, assim como a nem sempre fácil conversão de *inputs* climáticos em respostas hidrológicas (Barley & Chorley, 2003).

4. Fatores do clima

Os fatores climáticos são elementos naturais e humanos capazes de influenciar e alterar as características ou a dinâmica do clima, em escalas temporais e espaciais diversas. O clima e a sua variabilidade são o resultado da ação conjunta de fatores que podem ser externos ou internos ao sistema Climático (Figura 3.2). Entre os primeiros, forçamentos normalmente associados a processos de interação entre um ou mais

componentes do sistema climático, destacam-se fatores cósmicos como as variações da órbita da Terra relacionadas com a sua excentricidade, a inclinação e a oscilação do eixo de rotação da Terra, os efeitos relacionados com a variabilidade da atividade solar, os processos tectónicos e as erupções vulcânicas. Entre os segundos, forçamentos internos associados em grau diverso a processos de interação (não lineares) entre os diferentes componentes do sistema climático, destacam-se as variações ocorridas no albedo (refletividade) das superfícies, na composição atmosférica e na nebulosidade, as correntes marítimas e a proximidade do mar, a fisiografia e a vegetação e, naturalmente, a latitude e a altitude. As mudanças ou alterações climáticas podem ainda resultar da atividade humana (interferência na composição atmosférica ou na cobertura da superfície terrestre, etc.).

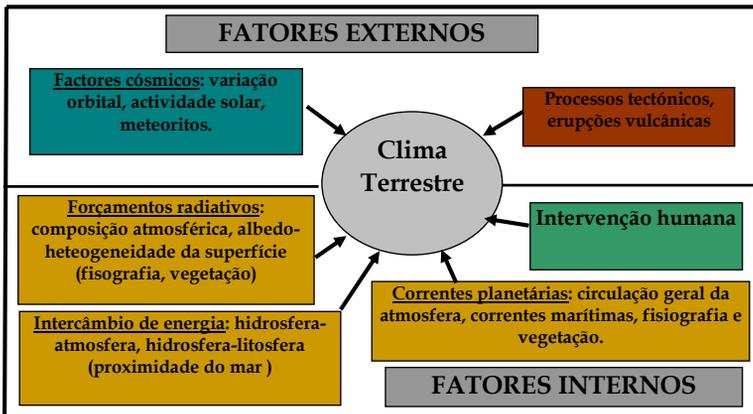


Figura 3.2. Fatores determinantes do clima e das suas mudanças.

4.1. Fatores externos ao sistema climático

As consequências da ação dos fatores externos ao sistema climático (ou fatores cósmicos) na variabilidade do clima têm a ver principalmente com a variação da quantidade de energia solar que chega ao topo da atmosfera terrestre e com a distribuição ou incidência da mesma na superfície terrestre. Tais variações são causadas pelas alterações da própria órbita terrestre, quer pelas variações nas emissões da energia solar, quer ainda pelas atividades tectónica e vulcânica.

4.1.1. Variação orbital da Terra

Segundo a teoria de Milankovitch (Figura 3.3), existem variações cíclicas normais da órbita terrestre que fazem variar ao longo do tempo a energia solar recebida à superfície da Terra e que, deste modo, permitem

explicar mudanças climáticas periódicas do passado. A primeira prende-se com a *excentricidade da órbita da Terra* (Figura 3.3a), isto é, com a elipse pouco alongada que a Terra descreve no seu movimento de translação. No entanto, existe uma mudança gradual da forma elíptica da órbita para quase circular, e vice-versa, sendo a duração deste ciclo aproximadamente de 100.000 anos. Quanto maior for a excentricidade da órbita (mais elíptica), maior é a diferença da energia solar recebida na parte exterior da atmosfera entre o ponto mais distante (afélio) e mais próximo (periélio) do sol. Atualmente a Terra encontra-se numa situação de pouca excentricidade, com uma diferença na distância entre afélio e periélio de apenas 3%, o que corresponde a uma variação da energia solar recebida de cerca de 7%. No ponto máximo da excentricidade, as diferenças na distância e na quantidade de energia recebida são de 9% e entre 20-30%, respetivamente.

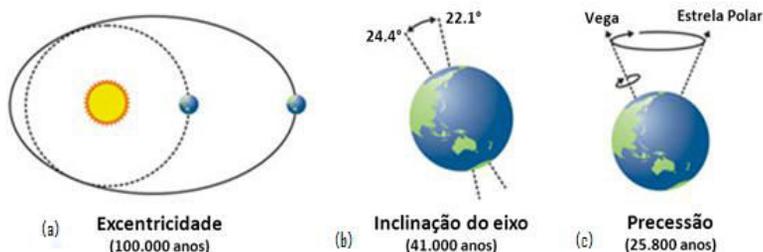


Figura 3.3. Os ciclos de Milankovitch.

Uma segunda variação observada é a alteração na *inclinação do eixo* (obliquidade) da Terra em relação ao plano da sua órbita (Figura 3.3b). Como resultado de vários fatores, a inclinação do eixo pode variar entre cerca de 22,1° e 24,5°. Atualmente, esta inclinação é de 23,44°, em fase descendente. Este ciclo tem uma duração de aproximadamente 41000 anos. Quanto maior for o ângulo, tanto maiores são as diferenças térmicas entre verão e inverno nas latitudes médias e elevadas. Todavia, verifica-se uma maior expansão do gelo nos polos do globo terrestre (glaciação) quando o ângulo é menor, provocando invernos mais “quentes” (mais precipitação nas latitudes mais altas) e verões mais frios (menor degelo).

Existe, ainda, um terceiro fator de variação, denominado de *precessão do eixo da Terra*, a qual provoca uma alteração na distribuição da energia solar sobre a superfície terrestre. Este fenómeno, comparável com o movimento de um pião, deve-se principalmente à influência conjunta das forças gravitacionais do Sol e da Lua, e ao facto da Terra não ser uma esfera perfeita (distância centro-polos < centro-equador), com distribuição igual da sua massa. Assim, o eixo da Terra descreve um círculo imaginário no céu celeste, conforme indicado na Figura 3.3c, estando

orientado, atualmente, para a Estrela Polar e, daqui a cerca de 13.000 anos, percorrida metade do seu círculo, para a constelação de Vega. Sobreposto a esta variação do eixo a longo prazo, verifica-se uma oscilação de curto prazo, provocada pela força gravitacional da Lua, denominada nutação (N na Figura 3.4), que tem um ciclo de 18,6 anos.

A combinação destes ciclos de Milankovitch mostra uma boa correspondência com períodos mais quentes e mais frios (glaciação) da Terra.

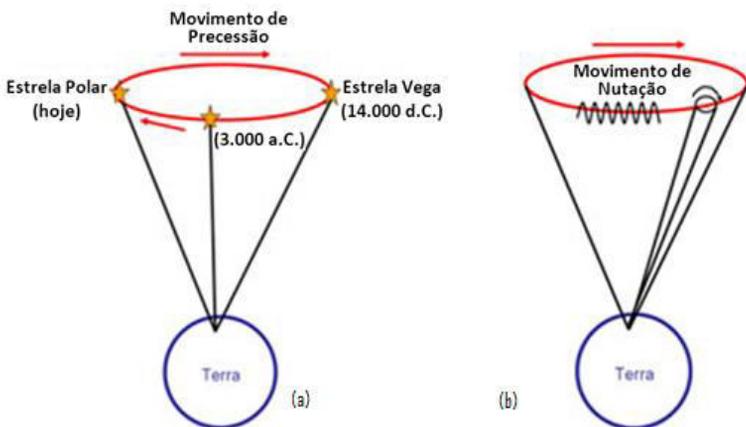


Figura 3.4. Movimentos de precessão (a) e nutação (b) do eixo da Terra.

4.1.2. Atividade solar

A atividade do sol e a conseqüente emissão de radiação a partir dele não são constantes ao longo do tempo. A observação de manchas solares data de 800 a.C. e o seu registo contínuo já tem 400 anos. Devido a diferenças na velocidade de rotação entre os polos e o equador, com conseqüências para o campo magnético, formam-se manchas mais escuras (e “frias”) cuja maior ocorrência, no entanto, está correlacionada com uma radiação mais intensa emitida pelo sol. Sabe-se que a frequência das manchas solares varia ciclicamente, e que, apesar do seu efeito sobre a variação da radiação ser pequeno ($\sim 0,1\%$), se lhe atribui um impacto sobre o clima terrestre. Conhecem-se vários ciclos solares de duração diferente. O ciclo de Schwabe (Figura 3.5a) com uma duração entre 9 a 12 anos implica um aumento gradual do número de manchas, seguido de um decréscimo abrupto. Existem outras variações cíclicas (Figura 3.5b) da atividade solar com durações mais longas (22 anos – ciclo de Hale; ~ 87 anos – ciclo de Gleissberg; 210 anos – ciclo de Suess; 2300 anos – ciclo de Hallstatt) que são utilizadas para explicar variações da temperatura à

superfície terrestre, como é o caso da pequena Idade do Gelo entre 1650 e 1700 (Mínimo de Maunder, Figura 3.5b).

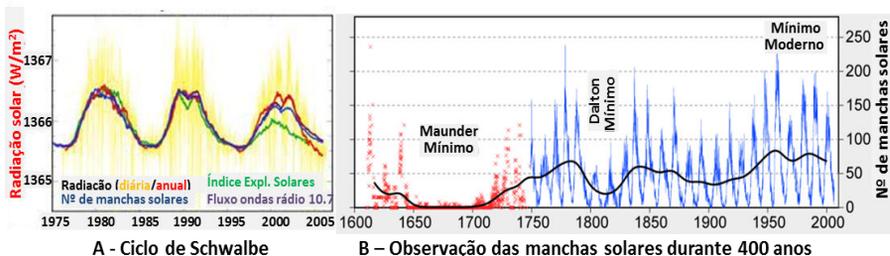


Figura 3.5. Variações cíclicas da atividade solar: (a) Ciclo de Schwalbe; (b) Ciclo de manchas solares observadas durante 400 anos (Rohde, 2006).

4.1.3. Impacto de meteoritos

Apesar de serem eventos muito raros embora, de forma alguma, cíclicos, a queda de meteoritos de grandes dimensões poderá afetar o clima terrestre. Ao arremessar grandes quantidades de poeiras e detritos para a atmosfera e ao provocar a libertação de enormes quantidades de CO₂ na sequência de incêndios de grandes dimensões, a reduzida quantidade de radiação recebida à superfície e o aumento do efeito de estufa daí resultantes poderão ter consequências imediatas. O calor excessivo na atmosfera poderá resultar na formação de ácido nítrico e, consequentemente, em períodos de chuvas ácidas que poderão afetar não só a biosfera terrestre, como também os ecossistemas oceânicos.

4.1.4. Deriva dos continentes e a tectónica de placas

A fragmentação da litosfera em várias placas tectónicas que se movimentam sobre a astenosfera resulta na deriva dos continentes a partir da "Pangeia" como continente inicial único e, segundo a teoria de Wegener, da sua separação nos continentes da Gondwana (América do Sul, África, Austrália e Índia) e Laur (América do Norte, Europa, Ásia e o Ártico).

Os efeitos dos movimentos das placas tectónicas e da deriva dos continentes sobre a variabilidade climática, em termos de tempo geológico, prendem-se, principalmente, com o seu impacto sobre a distribuição das terras firmes e das massas de água pelo globo e a consequente alteração nos fluxos energéticos. Associados a este fenómeno estão movimentos orogénicos de formação de montanhas, que podem

influenciar de forma significativa a circulação da atmosfera, e assim, modificar o clima nas regiões afetadas.

4.1.5. Atividade vulcânica

Durante muitos anos, climatologistas notaram uma relação entre a ocorrência de erupções vulcânicas de grandes dimensões e uma “alteração do clima de curto prazo”. Por exemplo, um dos anos mais frios dos últimos dois séculos, a nível global, ocorreu a seguir à forte erupção do Tambora na Indonésia, em 1815. Todavia, não parece que a causa principal para o arrefecimento a seguir a estes eventos seja devida à diminuição na transmissão da radiação através das poeiras, pois estas sedimentam quase na totalidade dentro de um prazo de 6 meses. Assume-se que a causa sejam as enormes quantidades de dióxido de enxofre libertadas para a atmosfera que permanecem na estratosfera até três anos, formando uma densa neblina brilhante que reduz a transmissão da radiação solar. Assim, os investigadores acreditam que as 20 Mt de dióxido de enxofre libertadas pela erupção do Pinatubo em 1991 tenham sido o principal responsável pela diminuição em 0,8°C da temperatura média global em 1992.

4.2. Fatores internos ao sistema climático

Para além dos fatores cósmicos, que se prendem principalmente com a chegada de uma menor ou maior quantidade de radiação à superfície terrestre, afetando assim o balanço energético globo-atmosfera, existem fatores internos ao próprio sistema climático que contribuem para uma alteração quer na receção quer na distribuição da energia solar a nível global ou à escala local e regional. Pelo exposto no parágrafo anterior o clima num dado local da Terra dependeria em primeiro lugar, da sua latitude, visto que a energia solar recebida à superfície varia consoante o ângulo de incidência dos raios solares. Podemos ainda deduzir da Figura 3.6 que, através do efeito de estufa natural, a altitude influencia, de forma marcante, a temperatura de um local. Se o clima fosse o resultado, principalmente, destes dois fatores, a zonagem climática do globo terrestre apresentar-se-ia em faixas paralelas ao equador, modulada em função da altitude. Veremos em seguida que, apesar de a latitude e a altitude serem fatores climáticos importantes, existem muitos outros fatores internos do clima, que são responsáveis por uma zonagem diferente da referida atrás, por vezes até traduzida em faixas perpendiculares ao equador.

4.2.1. Albedo

Albedo de uma superfície é a proporção da radiação solar incidente que é refletida por essa mesma superfície, e o seu valor pode variar entre 0 e 1. O albedo depende não só da natureza das superfícies mas também da inclinação dos raios solares que, por sua vez, depende da latitude, da altura do ano, entre outros fatores (Quadro 3.2).

Superfícies aquáticas como os oceanos apresentam valores baixos de refletividade (cerca de 0,1), enquanto que superfícies cobertas com neve ou nuvens de diferentes tipos podem refletir até 90% (0,9) da radiação recebida. O albedo do sistema globo-atmosfera depende principalmente da nebulosidade e da natureza da superfície, designadamente da presença ou ausência nesta de neve ou gelo, da cobertura vegetal e do tipo de exploração da terra.

Quadro 3.2. Albedo (0-1) em função da inclinação dos raios solares e da natureza das superfícies: A. Inclinação dos raios solares (valores médios para duas estações do ano em três latitudes diferentes); B. Superfícies aquáticas e de solos; C. Ocupação do solo; D. Nuvens; E. Homem (Sellers, 1965).

A. INCLINAÇÃO DOS RAIOS SOLARES			C. OCUPAÇÃO DO SOLO	
	0°Latitude	0,06	Savana (estação seca)	0,25-0,30
Inverno	30°Latitude	0,09	Savana (estação húmida)	0,15-0,20
	60°Latitude	0,21	Chaparral	0,15-0,20
			Prado	0,10-0,20
	0°Latitude	0,06	Floresta de folha caduca	0,10-0,21
Verão	30°Latitude	0,06	Floresta de folha coníferas	0,05-0,15
	60°Latitude	0,07	Tundra	0,15-0,20
			Cultura agrícola	0,15-0,25
B. SUPERFÍCIES AQUÁTICAS E DE SOLOS			D. NUVENS	
	Neve fresca	0,75-0,95	Cumuliformes	0,70-0,90
	Neve, alguns dias depois	0,40-0,70	Estratos	0,59-0,84
	Lago gelado	0,1	Altoestratos	0,39-0,59
	Lago gelado com neve	0,46	Cirroestratos	0,44-0,50
	Superfície do mar, calmo	0,07-0,08		
	Superfície do mar, encrespado	0,12-0,14	E. HOMEM	
	Duna de areia, seca	0,35-0,45	Pele clara	0,43-0,45
	Duna de areia, húmida	0,20-0,30	Pele morena	0,35
	Solo escuro	0,05-0,15	Pele escura	0,16-0,22
	Solo argiloso seco	0,20-0,35		
	Solo turfoso	0,05-0,15		

Alterações no albedo estão associadas a mecanismos de resposta (“feedback” ou retroalimentação) de sentido diverso: por exemplo, ocorre retroalimentação positiva quando temperaturas mais elevadas derretem a neve sobre uma superfície escura (i.e., solo), diminuindo o albedo, e contribuindo deste modo para um aquecimento ainda maior devido ao aumento da absorção radiativa; por outro lado, ao contribuírem para uma maior evaporação e, por consequência para uma maior nebulosidade, temperaturas mais elevadas resultantes de um sobreaquecimento da

superfície travam o próprio aquecimento do ar devido ao aumento do albedo (retroalimentação negativa).

4.2.2. Composição atmosférica e variação da concentração dos seus componentes

O Quadro 3.3 apresenta a composição média da atmosfera terrestre até cerca de 100 km de altitude. O ar seco é constituído, principalmente, por azoto (78%) e oxigénio (21%). Entre os componentes permanentes, seguem-se o argón que representa cerca de 1% da composição gasosa atmosférica e outros gases raros com uma representação ainda mais diminuta. O hidrogénio tem uma importância crescente nas zonas mais altas da atmosfera. O dióxido de carbono, o vapor de água (que se concentra sobretudo na troposfera) e o ozono (cuja concentração é máxima na estratosfera) são os componentes gasosos variáveis mais importantes da atmosfera.

Quadro 3.3. Composição média da atmosfera da Terra até cerca de 100 km (Fonte: Peixoto, 1987)

Gás constituinte		Concentração Molecular	Peso Molecular
Azoto	(N ₂)	78,08% ⁽¹⁾	28,02
Oxigénio	(O ₂)	20,94% ⁽¹⁾	32,00
Argon	(Ar)	0,93% ⁽¹⁾	39,44
Vapor de água	(H ₂ O)	0-4	18,02
Dióxido de carbono	(CO ₂)	325 (p.p.m.) ⁽²⁾	44,01
Néon	(Ne)	18 (p.p.m.)	20,18
Hélio	(He)	5 (p.p.m.)	4,00
Kripton	(Kr)	1 (p.p.m.)	83,7
Hidrogénio	(H)	0,5 (p.p.m.)	2,02
Ozono	(O ₃)	0-12	48,00

(p.p.m. = partes por milhão)

(1) % calculadas para o ar seco

(2) 370 p.p.m. em 2001 (Barry & Chorley, 2003)

Os gases permanentes (N₂ e O₂) são praticamente transparentes à radiação solar (onda curta) e à radiação infravermelha (onda longa) emitida a partir da superfície terrestre. O ozono absorve intensamente a radiação ultravioleta, sendo quase transparente à radiação infravermelha. Ao invés, gases como o dióxido de carbono, o vapor de água, o metano ou os óxidos nitrosos são relativamente transparentes à radiação solar (radiação de curto comprimento de onda) mas não em relação à radiação

infravermelha emitida pela superfície terrestre (radiação de grande comprimento de onda), contribuindo desta forma para o *efeito de estufa natural* da atmosfera. Sem estes gases de estufa na proporção em que os conhecemos, a temperatura média da superfície terrestre seria da ordem dos 18°C negativos (Ahrens, 2003).

A Figura 3.6. mostra os fluxos de radiação sob 3 cenários: a) sem efeito de estufa, b) com efeito de estufa natural e c) com efeito de estufa acelerado, assim como os respectivos perfis de temperatura da atmosfera e dos oceanos.

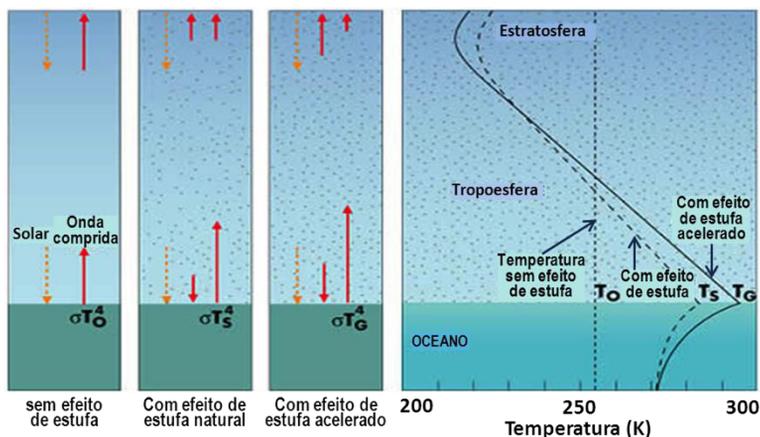


Figura 3.6. Balanço entre a radiação solar recebida e a radiação infravermelha refletida sob os cenários de a) sem efeito de estufa, b) com efeito de estufa natural e c) com efeito de estufa acelerado. À direita, os perfis de temperatura da atmosfera e dos oceanos sob os respectivos cenários (Bureau of Meteorology, 2003).

4.2.3. Intercâmbio de energia entre massas de água e atmosfera

Existe um intercâmbio contínuo de calor e de humidade entre as massas de água (oceanos) e a atmosfera. As primeiras são responsáveis pelo armazenamento de enormes quantidades de calor (1000 vezes a armazenada pela atmosfera) e de dióxido de carbono (1/4 das emissões de CO₂ nas últimas décadas). Pelo facto de haver regiões (subtropicais) sobre os oceanos onde a evaporação excede, em muito, a precipitação (regiões mais quentes e mais secas), as águas apresentam uma maior salinidade. Por sua vez, o derretimento de grandes quantidades de gelo contribui para a diminuição da salinidade. Como a densidade da água varia com o seu teor em sais e com a temperatura, existem correntes ascendentes e descendentes nos oceanos, formando o chamado “Cinturão Termohalino Mundial” (“The Great Ocean Conveyor Belt”), conforme indicado na Figura 3.7 para a circulação global e no Atlântico do Norte.

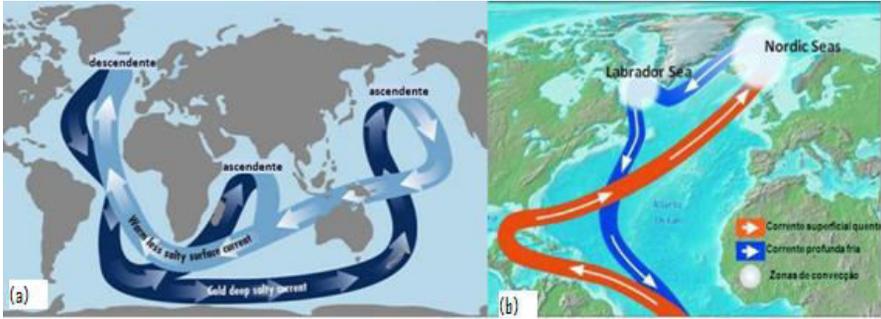


Figura 3.7. (a) O “Cinturão Termohalino Mundial” (Bureau of Meteorology, 2003) e (b) a Corrente Norte-Atlântica (Defra (2005))

Embora as águas dos oceanos consigam exercer um efeito tampão sobre as mudanças da temperatura da atmosfera e da radiação, elas próprias reagem em função destas mudanças (“feedback”) com efeitos sobre a redistribuição do calor entre as latitudes baixas e altas. Devido à profundidade dos oceanos estas mudanças e os seus efeitos sobre o clima e sobre as condições meteorológicas podem durar milhares de anos, mas podem ocorrer também no curto prazo, como demonstrado pelos fenómenos de “El Niño” e “La Niña”, sendo estes o resultado de anomalias na temperatura da água e das consequentes diferenças na pressão atmosférica entre regiões (Índice de Oscilação Sul – Figura 3.8).

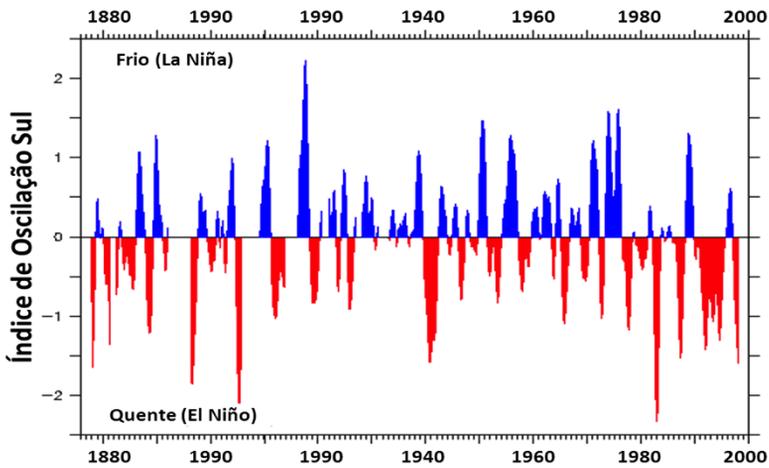


Figura 3.8. Índice de Oscilação Sul e ocorrências de “El Niño” e “La Niña” (KESSLER, 2002).

4.2.4 Circulação da atmosfera/massas de ar

Conforme mencionado anteriormente, o aquecimento do globo é muito maior na zona do equador quando comparado com o que ocorre nas zonas polares. Enquanto as correntes oceânicas (processo mais lento) contribuem com cerca de 40% na redistribuição da energia entre as duas regiões, a circulação atmosférica (mais rápida) é responsável pelos restantes 60%. Já em 1735, Hadley sugeriu a existência de uma grande célula de circulação em cada hemisfério, com um movimento ascendente do ar sobre o equador, o seu transporte em altitude até aos polos, e a consequente descida do ar e o seu regresso ao equador junto da superfície. Devido aos efeitos da rotação da Terra, da inclinação do eixo de rotação sobre o plano da órbita e da heterogeneidade da superfície terrestre (continentes/oceanos, percentagem da superfície coberta por continentes diferente entre os dois hemisférios,...) este modelo inicial da circulação atmosférica foi melhorado mais tarde por Ferrel, Bergeron e Rossby que apontaram para a existência de três células convectivas conforme o esquema idealizado na Figura 3.9: célula de Hadley, célula de Ferrel e célula Polar.

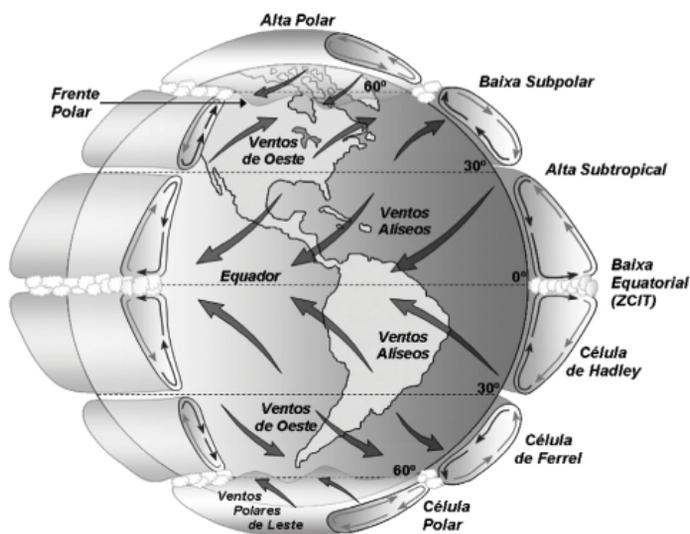


Figura 3.9. Modelo simplificado da circulação atmosférica, indicando as três células convectivas, as zonas de baixas e altas pressões e os ventos predominantes à superfície.

Todavia, a circulação atmosférica real difere da forma esquemática da Figura 3.10a, devido ao facto de a superfície da Terra não ser uniforme (aquecimento diferenciado da água e do solo) ou plana, a circulação poder desenvolver vórtices e o sol não incidir verticalmente

sempre sobre o equador mas entre 23,5°N e 23,5°S ao longo do ano. Assim, formam-se sistemas de baixas e altas pressões “semipermanentes” e não paralelos ao equador (Figura 3.10b), pois variam em intensidade e localização ao longo do ano. Devido, ainda, ao efeito da força de “Coriolis”, resultado da rotação da Terra, a circulação dos ventos à superfície não se faz sentir no sentido Norte-Sul mas (no hemisfério norte) de Nordeste no caso dos ventos alísios e polares, e de Sudoeste no caso dos ventos das latitudes médias.

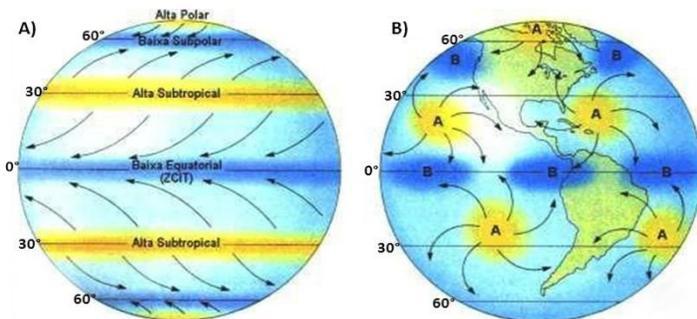


Figura 3.10 Circulação da atmosfera idealizada (a) e “real” (b).

4.2.5 Correntes marítimas

Para além da grande movimentação das massas de água originada pelas diferenças de temperatura e de salinidade da água, designada como “Cinturão Termohalino Mundial”, já descrito na secção 4.2.3., existem correntes marítimas complementares à circulação principal, movidas pela própria rotação da Terra e pelos ventos. Pelo movimento circular (no sentido dos ponteiros do relógio no hemisfério norte, e no sentido direto no hemisfério sul) é fácil identificar o efeito de Coriolis também sobre as massas de água (Figura 3.11), ajudando a entender o grande contributo das correntes marítimas (40%), para o intercâmbio de energia térmica entre as zonas equatoriais e polares. No que respeita à influência destas correntes sobre o clima em determinadas regiões, merece especial destaque a Corrente do Golfo cujas ramificações atingem latitudes elevadas no Noroeste da Europa, contribuindo, assim, para a ocorrência de climas aparentemente pouco expectáveis nestas latitudes, só explicáveis através deste fenómeno.

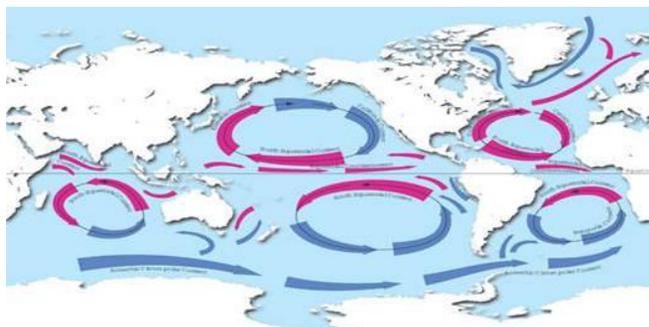


Figura 3.11. Principais correntes marítimas quentes (vermelho) e frias (azul).

4.2.6 Continentalidade / Maritimidade

Uma vez que as massas de água possuem calor específico mais elevado que as massas sólidas dos continentes, as condições térmicas em locais próximos (maior maritimidade) ou distantes (maior continentalidade) são diferentes, mesmo quando localizados em latitudes similares. A Figura 3.12 mostra as temperaturas médias mensais ao longo do ano em quatro localidades (uma insular e três continentais, localizadas na Península Ibérica, a diferentes distâncias da costa). Madrid ($40^{\circ} 25'N$, 667 m), a uma distância do mar de cerca de 600 Km apresenta verões bem mais quentes e invernos mais frios que as restantes localidades (amplitude térmica anual = $19,1^{\circ}C$), enquanto que Lisboa, situada na costa portuguesa ($38^{\circ}47'N$, 77 m) apresenta, para períodos idênticos, temperaturas médias invernais e estivais bem mais suaves (amplitude térmica anual = $11,3^{\circ}C$), ocupando Évora ($38^{\circ}34'N$, 309m), neste conjunto de localidades continentais uma posição térmica intermédia (amplitude térmica anual = $13,7^{\circ}C$); Angra do Heroísmo ($38^{\circ}40'N$, 74m), cidade do arquipélago dos Açores, apresenta as temperaturas mais moderadas deste conjunto de localidades, não ultrapassando a amplitude média anual os $8^{\circ}C$. Assim, quanto maior for a “continentalidade” maiores serão as amplitudes térmicas anuais. No interior dos continentes, as amplitudes térmicas anuais podem chegar aos $60^{\circ}C$ como no caso de Verkhoyansk na Sibéria, situada a uma latitude de cerca de 68° .

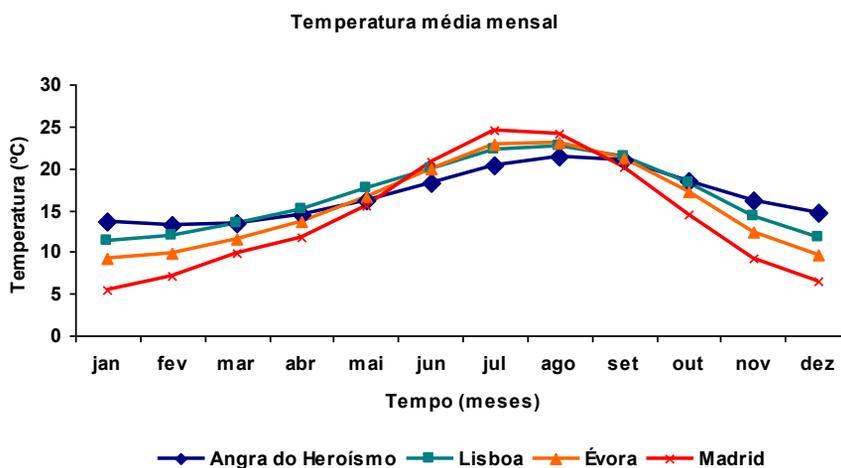


Figura 3.12. Efeito da continentalidade sobre as temperaturas médias mensais de 4 localidades: Madrid, Lisboa, Évora e Angra do Heroísmo.

4.2.7 Fisiografia

A fisiografia da superfície terrestre, nomeadamente através da altitude, do relevo e da sua orientação, exerce efeitos no clima à escala local, global e regional. O efeito da altitude traduz-se normalmente em climas mais frios e mais chuvosos que em regiões de cota menos elevada. O perfil térmico na troposfera (gradiente médio de $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) elucida este efeito, e a própria designação de “climas de altitude”, presente em diversas classificações climáticas, demonstra a sua relevância. A fisiografia pode influenciar condições meteorológicas predominantes sobre grandes distâncias quando, por exemplo, cordilheiras representam obstáculos para a circulação dos ventos, obrigando ou facilitando a deslocação das massas de ar para destinos “improváveis”, como acontece com as denominadas ‘friagens’ no continente sul-americano (a orientação sul-norte da cordilheira dos Andes facilita a penetração de massas de ar frio vindas do sul até à Amazónia).

Outro efeito do relevo sobre a variação do clima quer a nível local quer regional, resulta da ocorrência de chuvas orográficas (arrefecimento e condensação do ar forçado a subir) do lado do barlavento de zonas montanhosas, tornando as regiões situadas a sotavento menos expostas à precipitação e, por isso, mais secas. A ilha sul da Nova Zelândia é um exemplo muito característico deste efeito, com os Alpes neozelandeses a reter grande parte da precipitação proveniente dos ventos de oeste, na parte ocidental da ilha. As barreiras de condensação a norte de Portugal

constituídas pelas serras do Gerês, do Barroso, do Alvão e do Marão são também exemplos deste efeito, originando uma diminuição pronunciada de precipitação numa proporção elevada do território transmontano.

4.2.8 Vegetação

A vegetação interage com o clima através de vários processos, existindo mecanismos de “feedback”, ou seja, efeitos mútuos. Como já referido na secção 4.2.1. a absorção da radiação solar por uma superfície (opaca) e o seu albedo complementam-se. O albedo da vegetação depende da sua densidade, do índice da área foliar e da altura, enquanto a dos solos depende da cor e da humidade. Assim, solos húmidos têm um menor albedo do que a vegetação, enquanto solos secos apresentam maior ou igual albedo que aquela. Culturas agrícolas e pastagens refletem mais radiação do que as florestas (Quadro 3.2).

Um segundo processo através do qual a vegetação interfere com o clima é a sua influência sobre o ciclo hídrico, dado que existe um “feedback” positivo entre a quantidade de água evapotranspirada e a precipitação. A vegetação não só aumenta esta quantidade (embora reduza a parte da evaporação) como contribui, assim, para um arrefecimento da atmosfera, consequência da evapotranspiração ser um processo endotérmico.

Finalmente, qualquer vegetação em crescimento absorve CO₂ da atmosfera e consegue, desta forma, contribuir para a redução deste gás com efeito de estufa. Quanto maior a formação de biomassa, maior é este efeito, que assume uma variação cíclica de acordo com os períodos de forte crescimento e de repouso vegetativos.

4.2.9 Impactes antropogénicos

Durante algum tempo, a generalidade dos estudiosos atribuíam as aparentes mudanças climáticas a causas naturais apenas, tal como aconteciam, ao longo dos tempos, em períodos variáveis com duração de décadas, séculos e milénios. Todavia, com base em evidências científicas, existe hoje consenso sobre a forte contribuição da atividade humana para as alterações registadas nas últimas décadas. Esta influência antropogénica deriva, principalmente, das alterações na exploração e uso da terra (desflorestação, urbanização, desertificação, irrigação) e da crescente combustão de combustíveis fósseis (libertação de aerossóis e gases de estufa), com consequências diretas nos equilíbrios radiativo e energético terrestres, às escalas local, regional e global. A alteração da natureza da cobertura da superfície afeta o seu albedo e a radiação por ela emitida (efeito regional), a sua rugosidade e, consequentemente, os

regimes do vento, assim como os componentes do ciclo hidrológico (efeitos, sobretudo, à escala local e regional); a adição de materiais provenientes de fontes artificiais potencia o efeito de estufa pela alteração da composição atmosférica daí resultante (efeitos locais a globais).

A gama de temperaturas medidas à superfície da Terra tornam-na habitável tal qual a conhecemos devido ao efeito de estufa natural da atmosfera, resultante das propriedades radiativas dos seus componentes, em particular daqueles que são responsáveis por uma absorção seletiva de comprimentos de onda como são o CO_2 , o vapor de água, o ozono, o metano, etc.. Todavia, a atividade humana tem vindo a aumentar drasticamente as emissões dos *gases com efeito de estufa* (GEE) nos últimos 150 anos (Figura 3.13). Há grandes discrepâncias nos dados publicados ao longo dos últimos anos no que respeita à contribuição quantitativa do homem para as emissões totais dos GEE, devido, essencialmente, ao diferente grau com que a atividade humana é considerada fator das alterações climáticas observadas. Todavia, e apesar da dificilmente quantificável contribuição relativa do homem, o IPCC (2007) diz, de forma clara, que o aumento da concentração do CO_2 de 280 ppm na era pré-industrial para quase 400 ppm na atualidade, é quase da exclusiva responsabilidade do homem. Relativamente ao metano há estimativas de que mais que metade das emissões se deve à influência humana (US-EPA, 2010). Já no caso dos óxidos nitrosos, estima-se que mais do que 60% das emissões totais sejam de origem natural (IPCC, 2001).

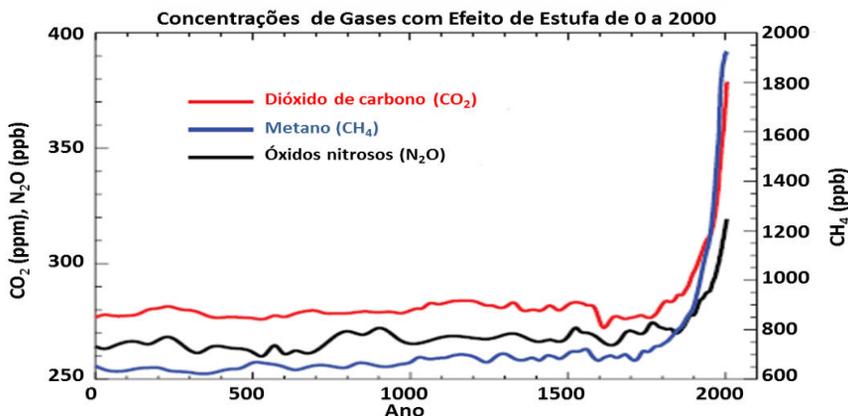


Figura 3.13. Evolução dos gases com efeito de estufa mais importantes desde o início do milénio D.C. (IPCC, 2007).

Para além destes GEE, que contribuem com 56%, 16% e 5% para o efeito de estufa acelerado, há os halocarbonetos e o ozono com uma quota de 11% e 12%, cada um, no âmbito deste mesmo efeito (Bureau of

Meteorology, 2003). Como podemos verificar na Figura 3.14, o contributo dos GEE para o desequilíbrio radiativo nos últimos 2 séculos e meio é de tal ordem que sobressai, em muito, aos efeitos negativos sobre a “forçante” radiativa devido à maior reflexão causada pelas mudanças da ocupação do solo e da libertação crescente de aerossóis. A crescente desflorestação tem como consequência um menor sequestro de CO₂ atmosférico contribuindo também, em boa medida, para a intensificação do efeito de estufa. Se a estes fatores somarmos algum decréscimo da concentração de ozono estratosférico potenciado pela libertação de CFC (Clorofluorcarbonetos), assistimos a um aumento de radiação de curto comprimento de onda entrada na baixa atmosfera que será posteriormente absorvido na superfície terrestre.

As emissões de aerossóis (matéria particulada em suspensão) para a troposfera, muitas vezes associadas a processos poluentes, aumentam o albedo atmosférico pelo aumento dos processos de condensação que dão origem às nuvens. Contudo, o efeito na radiação infravermelha é de sentido contrário, sendo que o resultado líquido depende, sobretudo, do albedo da superfície. Assim, sobre neve ou gelo e sobre a maior parte das coberturas superficiais, há um aquecimento líquido, enquanto que sobre os oceanos, com albedo menor, há arrefecimento líquido (Barry & Chorley, 2003).

As mudanças na cobertura do solo podem exercer tanto um efeito negativo (arrefecimento) como positivo (aquecimento) sobre as forçantes radiativas. Assim, atribui-se um efeito negativo à desflorestação no que diz respeito às alterações do albedo, principalmente em regiões temperadas, onde a ausência da floresta permite a cobertura com neve durante o inverno. Já outras mudanças na ocupação do solo, como urbanizações e a construção de estradas (asfalto), provocam o efeito contrário.

Os efeitos da desflorestação, em grande escala, sobre as forçantes radiativas têm, todavia, que ser vistos no seu conjunto, pois que apesar do aumento do albedo da superfície, há uma redução enorme da evapotranspiração e, assim, uma redução no efeito de arrefecimento da passagem da água do estado líquido para o gasoso. Além disso, a redução na assimilação de CO₂, bem como a mineralização da matéria orgânica acumulada sob a floresta, diminuem o sequestro e aumentam as emissões de CO₂. O efeito negativo (‘arrefecimento’) da alteração na ocupação do solo como o sugerido na Figura 3.14, que inclui ainda grandes desflorestações no passado (desde 1750) nas latitudes médias, poderá não ser aplicável às desflorestações recentes nas regiões tropicais.

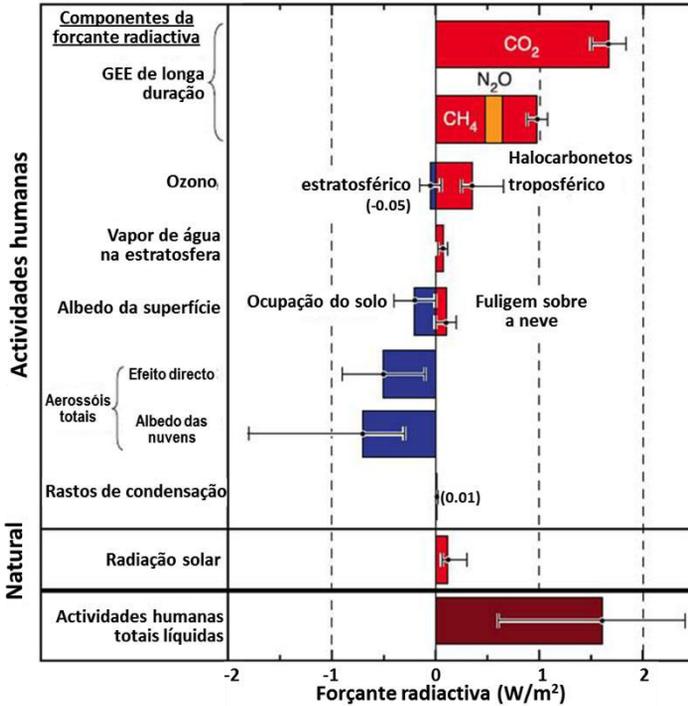


Figura 3.14. Forçantes radiativas do sistema climático entre 1750 e 2005 (Forster *et al.*, 2007).

A alteração do uso da terra conduz, na maior parte dos casos, a uma variação da rugosidade da superfície, alterando assim, de um modo mais ou menos significativo, o regime de ventos assim como as proporções relativas dos componentes terrestres e aéreos do ciclo hidrológico e, por consequência, o clima à escala local e regional. A desflorestação, com a consequente afetação de terras ao uso agrícola e sobretudo à urbanização, são exemplo disso. A desflorestação diminui a evapotranspiração e, consequentemente, a humidade atmosférica e a precipitação local. Por outro lado, ao diminuir a interceção enquanto componente do ciclo hidrológico, além da espessura efetiva dos solos e fazer variar a rugosidade da superfície, a desflorestação contribui para um aumento do escoamento superficial e, consequentemente, para um aumento da sua erosão, hídrica e eólica, e para um reforço da sazonalidade da precipitação. A (intensa) urbanização em vastas zonas do planeta apresenta em boa medida os efeitos visíveis da desflorestação, acrescidas de um aumento de temperatura (ilha de calor urbano) derivado das alterações significativas da rugosidade da superfície e radiativas dessa mesma superfície.

5. Elementos climáticos

5.1. Generalidades

Os elementos climáticos descrevem o clima e o estado do tempo de um modo quantitativo ou qualitativo. Os elementos climáticos são simples ou complexos. Os elementos simples são os elementos meteorológicos normalmente medidos em estações meteorológicas, convencionais ou automáticas. A temperatura do ar, a precipitação, a humidade do ar, o vento, a nebulosidade e a insolação, a pressão atmosférica, a radiação (solar, terrestre, atmosférica), a trovoadas e a evaporação são exemplos de elementos climáticos simples. Os elementos climáticos complexos descrevem o efeito climático de causas que estão relacionadas entre si ou que atuam conjuntamente para produzir certos aspetos particulares da paisagem fisiográfica e biológica do globo, como sejam a aridez do solo, a continentalidade do clima (índices de aridez, de continentalidade), o conforto humano, o rendimento das culturas, etc..

Os elementos climáticos (ou meteorológicos) são numéricos (precipitação, temperatura,...) ou não numéricos (tipos de nuvens, direção do vento,...), binários (ocorrência ou não ocorrência de geada,...) ou não binários (temperatura, humidade,...), contínuos (pressão atmosférica,...) ou discretos (graus de nebulosidade,...), limitados (humidade do ar,...) ou semi-limitados (temperatura,...), escalares (temperatura, nebulosidade,...) ou vetoriais (direção do vento,...), aleatórios (velocidade instantânea do vento,...) ou não aleatórios (radiação global,...).

Nesta secção serão descritos apenas alguns (nove) elementos climáticos simples, os mais comumente medidos nas estações meteorológicas e os mais usados em trabalhos de Climatologia.

5.2. Radiação solar global e radiação líquida

A fonte principal de energia do Sistema Climático é o Sol, que emite, como todos os corpos cuja temperatura é superior ao zero absoluto ($0K = -273^{\circ}C$), energia radiante de natureza eletromagnética e corpuscular. A radiação solar é a causa principal dos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem à superfície da Terra, dela dependendo por consequência, todas as formas de vida na Terra. Além disso, a radiação solar influencia a ótica atmosférica, o ciclo Hidrológico, e determina a circulação geral da atmosfera, sendo por isso o fator fundamental das condições meteorológicas (predominantes ou instantâneas).

A radiação solar global ($S\downarrow$) é a densidade de fluxo radiante de origem solar incidente numa unidade de área da superfície terrestre. $S\downarrow$ é a soma da radiação solar recebida diretamente do Sol com a radiação que foi difundida pela atmosfera, isto é, a soma da radiação solar direta ($S\downarrow_{dir}$) com a radiação solar difusa ($S\downarrow_{dif}$). A radiação solar global varia, em qualquer local, ao longo do dia e ao longo do ano: assume valores positivos entre o nascer e o pôr-do-sol e nulos durante a noite e o crepúsculo; nas nossas latitudes, assume valores maiores no verão (atingindo não raras vezes, valores superiores a $800-900 \text{ W m}^{-2}$) e menores nos meses de inverno (período em que o ângulo de incidência dos raios solares é maior). As variações diárias são sobretudo afetadas pelas condições atmosféricas, tendo amplitudes tanto maiores quanto menor for a nebulosidade. As variações anuais são tanto maiores quanto mais afastado estiver o local do equador e do mar. A radiação solar é medida por piranómetros (radiómetros que medem o curto comprimento de onda) e exprime-se, normalmente, em watts por metro quadrado (W m^{-2}).

Se à radiação solar for subtraída a fração que é refletida pela superfície considerada ($S\uparrow = \rho S\downarrow$, onde ρ é o albedo) obtém-se o balanço de curto comprimento de onda ($R_{ns} = S\downarrow - S\uparrow$). Se a este balanço se adicionar o de grande comprimento de onda (R_n), definido pela diferença entre a radiação emitida pela atmosfera ($L\downarrow$) e a emitida pela superfície terrestre ($L\uparrow$), obtém-se o balanço de radiação dessa mesma superfície isto é, a radiação líquida nela (eventualmente) disponível:

$$R_n = R_{ns} + R_n = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (3.1)$$

A radiação de grande comprimento de onda é medida por pirgeómetros, enquanto que a radiação líquida é medida por pirradiómetros (radiómetros de balanço). A radiação líquida (R_n), quando positiva, é usada no aquecimento do ar (H) e do solo (G) e na evaporação da água (LE); se for negativa, o que acontece normalmente durante o período noturno, o ar e o solo são fontes de calor para a superfície e a evaporação pode dar lugar à condensação, com natural libertação (e não consumo, como no caso da evaporação) de energia. Assim, o balanço energético à superfície de um solo vem, de uma forma simplificada:

$$R_n = LE + H + G \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (3.2)$$

A radiação terrestre ($L\uparrow$) é calculada satisfatoriamente através da lei de Stefan-Boltzman (equação 3.3) uma vez que a superfície terrestre se comporta aproximadamente como um corpo negro:

$$E = \sigma T^4 \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (3.3)$$

onde E é o poder emissivo de um corpo negro ($W m^{-2}$), T é a temperatura do corpo (K) e σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$).

A radiação atmosférica ($L\downarrow$) calcula-se a partir das equações 3.4 (sendo a última uma equação empírica), uma vez que a atmosfera se comporta como um corpo cinzento:

$$\begin{aligned}
 L\uparrow &= \varepsilon_s \sigma T_a^4 \\
 L\uparrow &= \sigma T_i^4 && [W m^{-2}] && (3.4) \\
 L\downarrow &= 213 + 5,5 T_a
 \end{aligned}$$

onde ε_s é a emissividade da atmosfera, T_a a temperatura do ar (expressa em K nas duas primeiras equações e em °C na última) e T_i a temperatura irradiativa ou efetiva da atmosfera.

5.3. Insolação e nebulosidade

A insolação atual (ou real) é o número de horas (diárias) em que o disco solar é visível para qualquer observador situado na superfície terrestre (céu descoberto). A insolação astronómica é a insolação máxima possível ou o período do dia durante o qual o Sol se encontra acima do horizonte (comprimento do dia). A percentagem de insolação é a razão entre a insolação atual ou real e a insolação astronómica. A nebulosidade total (ou quantidade de nuvens) é a fração do céu coberta de nuvens e exprime-se em décimos de céu coberto (para fins climatológicos) ou em oitavos (para fins sinópticos). A nebulosidade parcial é a nebulosidade referente a uma determinada família de nuvens.

A nebulosidade varia, tendencialmente, de forma inversa com a insolação. Contudo, a natureza das duas medições é diferente (princípio de funcionamento e unidades), pelo que a nebulosidade não corresponde exatamente à diferença entre a insolação atual e a astronómica. Sempre que a intensidade da luz é suficiente para ativar um circuito elétrico é possível medir a insolação a partir de impulsos elétricos (registadores de insolação fotelétricos). Em estações automáticas a insolação é normalmente medida a partir de dados obtidos por piranómetros. Em estações convencionais a insolação é medida por heliógrafos, sendo os mais utilizados os de Campbell-Stokes e de Jordan. A nebulosidade é medida por observação visual direta do firmamento, em diferentes momentos do ciclo diário.

A insolação atual e a nebulosidade retratam uma dada condição atmosférica mais ou menos duradoura, pelo que o seu conhecimento fornece boas indicações da evolução do estado do tempo a curto prazo (meteorologia sinóptica); os seus valores médios, geralmente presentes nas Normais Climatológicas, são parâmetros usados no cálculo de outros elementos climáticos (por ex., o caso do cálculo da evapotranspiração potencial pelo Método de Penman). A insolação astronómica, sinónimo de fotoperíodo enquanto resposta das plantas durante floração (de dias longos, dias curtos ou indiferentes), varia com a latitude do lugar e a altura do ano.

A variação média da insolação/nebulosidade depende da circulação geral da atmosfera e da distribuição dos continentes e oceanos. A maior quantidade de vapor de água sobre as superfícies aquáticas mais extensas torna as regiões oceânicas e costeiras as que apresentam maior nebulosidade e, por consequência, menor insolação. Por essa razão, a nebulosidade é, em média, maior no hemisfério sul que no hemisfério norte. Devido à circulação geral da atmosfera, as regiões equatoriais e as zonas frontais associadas à frente polar apresentam maior nebulosidade que a restantes zonas.

Nas regiões polares e equatoriais e no verão das latitudes médias o máximo de nebulosidade ocorre ao meio-dia ou no começo da tarde, enquanto que no inverno das latitudes médias tal máximo ocorre perto do nascer do sol. Em qualquer caso, o mínimo de nebulosidade tende a ocorrer durante a noite.

5.4. Temperatura do ar

A temperatura do ar (T_a) num dado instante é o valor medido por um termómetro bem ventilado, ou seja, em equilíbrio térmico com o ar atmosférico, subtraído à influência da radiação dos objetos situados nas vizinhanças. Exprime-se em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$), Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$) ou em Kelvin (K). Da temperatura dependem várias propriedades do ar e da água (densidade, calor latente de vaporização, capacidade calorífica, ...), as taxas de reações bioquímicas num organismo ou o ritmo de crescimento e desenvolvimento vegetais. Da temperatura do ar também dependem a tensão de vapor de saturação do ar atmosférico, a radiação atmosférica, o fluxo de calor latente de e para os organismos, a incidência sazonal e regional de doenças e pragas e, em larga medida, os níveis de conforto humano e animal.

A distribuição da temperatura do ar é uma consequência do balanço energético da Terra. Os fatores que condicionam a variação da

temperatura do ar são os fatores gerais do clima (externos ao sistema climático como a radiação solar e os movimentos da Terra, ou internos como a circulação geral da atmosfera e a nebulosidade), os fatores regionais (aproximação de massas líquidas,...) e locais (exposição, formas de relevo, revestimento vegetal,...). Por isso, a temperatura apresenta uma variação diária e anual de carácter periódico, atinge valores mais elevados próximo do equador e mais baixos nas latitudes maiores; além disso, a amplitude térmica é menor em regiões vizinhas dos mares e oceanos que em zonas mais afastadas das costas, maior em áreas sem revestimento vegetal que em zonas florestais, etc..

A temperatura diminui em altitude na baixa atmosfera (Troposfera) a uma taxa média de 0,65°C por cada 100 metros. O sentido e a taxa desta variação resultam da manifestação das leis físicas que regem a ascensão adiabática de uma massa de ar na atmosfera. O ar não saturado sofre uma variação de aproximadamente 1° por cada 100 m de variação de altitude (gradiente adiabático seco), enquanto que o ar saturado sofre uma variação média de cerca de 0,5°C por cada variação em altitude de 100 m (gradiente adiabático saturado). Os valores do gradiente adiabático saturado são menores que os do gradiente adiabático seco uma vez que há libertação de calor latente associada à condensação do vapor de água, atenuando desta forma o arrefecimento resultante da expansão adiabática. A temperatura potencial (θ) é a temperatura que uma parcela de ar atingiria se fosse transportada adiabaticamente da sua pressão actual (p) até à pressão de 1000 hPa (pressão *standard*):

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^\kappa \quad [\text{K}] \quad (3.5)$$

onde T é a temperatura actual da parcela (K), $\kappa (=R/c_{p(a)})$ é a constante de Poisson para o ar seco, R é a constante universal dos gases (= 287,05 J kg⁻¹ K⁻¹) e $c_{p(a)}$ é o calor específico do ar seco a pressão constante (1005 J kg⁻¹ °C⁻¹). A temperatura potencial é invariável em processos adiabáticos.

5.5. Precipitação

A precipitação consiste em qualquer partícula de água, sólida ou líquida, que cai da atmosfera e atinge o solo, proveniente das nuvens, e pode ocorrer sempre que as gotas das nuvens crescem até atingirem dimensões suficientes para caírem por efeito da gravidade. A precipitação constitui um vetor fundamental do ciclo hidrológico, unindo a atmosfera aos restantes subsistemas do sistema climático. Tem uma grande variedade de formas (chuveiro, chuva, neve, neve molhada, granizo,

saraiva, aguaceiros, neve gelada) e a sua classificação depende, em geral, do mecanismo envolvido no arrefecimento adiabático que conduziu à formação da nuvem (convectiva, orográfica, de convergência, frontal). A precipitação exprime-se pela altura pluviométrica, pela duração, frequência e intensidade da precipitação. A quantidade de precipitação caída num dado intervalo de tempo (altura pluviométrica) é a grandeza $R = v/s$ em que v é o volume de água recolhida proveniente de hidrometeoros, num recipiente de boca horizontal e de área s (udómetro ou pluviómetro). Exprime-se em milímetros (= litros por metro quadrado). A duração da precipitação é o período de tempo contado entre o início e o fim da chuvada (mede-se em horas, minutos ou dias). A frequência é o número de ocorrências por ano para uma determinada chuvada ou, o número de anos necessários para a ocorrência de uma determinada chuvada. A intensidade da precipitação avalia-se pela variação da quantidade da precipitação (ΔR) relativamente ao intervalo de tempo (Δt) em que caiu.

A precipitação é um elemento climático (ou meteorológico) central na variação do estado do tempo e na caracterização do clima de um dado local. Ocorre em consequência da evolução dos sistemas sinópticos e, juntamente com a temperatura, é elemento central das classificações climáticas empíricas (ver capítulo seguinte).

5.6. Humidade do ar

A humidade do ar é o vapor de água existente, num determinado momento, na atmosfera e resulta da evaporação das superfícies aquáticas e do solo, da transpiração dos seres vivos e das combustões; é medida por higrómetros e depende, entre outros fatores, da disponibilidade em água, da velocidade do vento (fator aerodinâmico), da temperatura do ar e da pressão atmosférica (fatores termodinâmicos). A humidade do ar é a origem de todos os hidrometeoros, desempenha um importante papel nas transformações energéticas da atmosfera devido ao seu efeito na absorção da radiação infravermelha, influi na intensidade da evaporação e da transpiração das plantas, na nebulosidade e no aquecimento/arrefecimento das superfícies e é um fator importante no conforto humano.

A humidade do ar exprime-se por meio de grandezas físicas como a tensão atual de vapor, a humidade absoluta, a humidade relativa, o défice de saturação do ar, a razão de mistura e a humidade específica. O estado higrométrico do ar também se pode caracterizar pela temperatura do ponto de orvalho, pela temperatura virtual ou pela temperatura do termómetro molhado. A tensão de vapor (e) é a pressão exercida pelo

vapor de água existente numa massa de ar húmido e exprime-se em unidades de pressão, isto é, em milímetros de mercúrio (mm Hg), pascais (Pa) ou milibares (mb). Considera-se a tensão de vapor atual (e_a) como a existente num determinado momento e a tensão máxima de vapor de água (e_s) como a pressão que o vapor de água exerceria em caso de saturação do ar ($e_a = e_s$, nesta situação). A tensão máxima de vapor de água (e_s) depende da temperatura do ar (Anexo 3.1) A humidade absoluta (χ) é a massa de água existente numa unidade de volume de ar húmido e exprime-se em gramas por metro cúbico (g m^{-3}). χ tem o mesmo valor numérico que a densidade do vapor de água no ponto considerado. Em caso de saturação do ar a humidade absoluta é máxima (χ_s). A humidade absoluta relaciona-se com a tensão de vapor (e) através da seguinte expressão:

$$\chi = 2,17 \frac{e}{T} \quad [\text{g m}^{-3}] \quad (3.6)$$

onde T é a temperatura absoluta (em K) e e exprime-se em Pa.

A humidade relativa (HR) é a relação entre a tensão de vapor (e_a) de uma massa de ar (ou a humidade absoluta) e a tensão máxima de saturação (e_s) dessa mesma massa de ar (ou a humidade absoluta máxima) e exprime-se em percentagem (varia entre 0 e 100):

$$HR(\%) = \frac{e_a}{e_s} \times 100 = \frac{\chi_a}{\chi_s} \times 100 \quad (3.7)$$

O défice de saturação (DS) é a quantidade de vapor de água que, num determinado momento, falta para saturar uma determinada unidade de volume de uma massa de ar húmido. DS pode exprimir-se como a diferença para 100 da humidade relativa ($DS = 100 - HR$), a diferença entre a humidade absoluta máxima à temperatura da massa de ar e a humidade absoluta no momento ($DS = \chi_s - \chi_a$) ou entre a tensão máxima de saturação e a tensão atual ($DS = e_s - e_a$).

A humidade específica (q) é a razão entre a massa de vapor de água (m_w) e a massa de volume de ar considerado (m):

$$q = \frac{m_w}{m} = \frac{m_w}{m_w + m_d} \quad [\text{kg kg}^{-1}] \quad (3.8)$$

onde m_d é a massa de ar seco.

A razão de mistura (w) é a razão entre a massa de vapor de água (m_w) e a massa de ar seco (m_d) num dado volume de ar:

$$w = \frac{m_w}{m_d} \quad [\text{kg kg}^{-1}] \quad (3.9)$$

A temperatura do ponto de orvalho (T_o) é a temperatura a que uma massa de ar húmido deverá ser arrefecida, a pressão constante (processo de arrefecimento isobárico), para que fique saturada, ou seja, para que a humidade que contém (e_a) seja máxima (e_s).

A temperatura virtual (T_v) é a temperatura do ar seco tendo a mesma pressão e densidade totais que as do ar húmido. Exprime-se em função da temperatura do ar (T , em K) e da tensão atual (e_a , em Pa) como se segue:

$$T_v = T \left(1 + 0,38 \frac{e_a}{P} \right) \quad (3.10)$$

onde P é a pressão atmosférica normal (= 101,3 kPa).

A temperatura do termómetro molhado (T_w) é a temperatura indicada por um termómetro bem ventilado cujo reservatório está envolvido por uma gaze molhada. Representa a mais baixa temperatura, sob pressão constante, a que o ar pode ser arrefecido por evaporação. T_w é registada, conjuntamente com T_a , por um psicrómetro (higrómetro de evaporação) e está relacionada com a tensão de vapor (atual e máxima), pelas seguintes expressões:

$$\begin{aligned} e_a &= e_s - 0,000660(1 + 0,00115T_w)(T_a - T_w)P \\ e_a &= e_s - \frac{0,480(T_a - T_w)}{610 - T_w} P \end{aligned} \quad (3.11)$$

Os valores de tensão de vapor (e_s e e_a) exprimem-se em Pa na primeira equação e em mmHg na segunda; T_a e T_w exprimem-se em °C. P é a pressão atmosférica normal (100kPa ou 755 mmHg). Os Anexos 3.2 e 3.3 mostram também os valores de Humidade Relativa (em %) em função dos valores de T_w e de $T_a - T_w$.

A temperatura, a latitude, a altitude e a distribuição dos continentes e dos oceanos são os fatores que mais influenciam a distribuição da humidade atmosférica no globo. A humidade absoluta ou a tensão de vapor de água aumentam com a temperatura, sendo mais elevadas de dia e no verão que durante a noite e no inverno, decrescem em altitude e são mais elevadas sobre os oceanos que sobre os continentes; a humidade relativa varia na razão inversa da temperatura, sendo maior nas regiões equatoriais e polares (>85%) que nas regiões

temperadas (>70%) ou nas regiões subtropicais (<50% sobre os continentes e >80% sobre os oceanos). A humidade atmosférica diminui em altura durante o dia; durante a noite, quando a evaporação é menos intensa, o decréscimo da humidade é menos acentuado com a altura, quando há condensação sobre a superfície, o fluxo de vapor de água é descendente. Pela manhã, a evapotranspiração adiciona vapor de água a uma atmosfera (fluxo convergente) moderadamente instável; ao começo da tarde a humidade atmosférica decresce ligeiramente (apesar do pico de evapotranspiração) devido à mistura com massas de ar mais seco decorrentes da atividade convectiva; no fim da tarde a humidade volta a registar um máximo pois a capacidade de transportar vapor de água (aumento da estabilidade devido ao arrefecimento da superfície) é menor que a taxa de evaporação; no período noturno a evapotranspiração diminui e, conseqüentemente, a humidade atmosférica também.

5.7. Evaporação e evapotranspiração

A evaporação é o processo físico pelo qual uma substância transita do estado líquido para o estado gasoso. A evaporação é um dos componentes fundamentais do ciclo hidrológico, transferindo e redistribuindo água (e energia) da superfície do globo (oceanos, mares interiores, lagos, rios e solos) para a atmosfera. O vapor de água resultante da evaporação é difundido na baixa atmosfera por convecção, seja por difusão molecular, seja por mistura turbulenta. A evapotranspiração é o processo combinado de evaporação a partir da superfície do solo e dos seres vivos (nomeadamente as plantas) e de transpiração através da superfície dos seres vivos. A evaporação e a evapotranspiração exprimem-se, geralmente, em mm ou em $\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

A evaporação (E) mede-se com evaporímetros, dos quais a tina de classe A e o evaporímetro de Piche são os medidores mais utilizados. A sua medição não é fácil, pelo que é comum o uso de diversos métodos de cálculo (Penman, balanço hídrico, balanço energético, método da transferência e massa,...). Exprime-se em milímetros ($E = V/A$, sendo V o volume de água no estado líquido que se evaporou de um recipiente cheio de água, exposto ao ar, de boca horizontal de área A) ou em gramas por unidade de área (g m^{-2}).

A energia necessária, por unidade de massa, para a evaporação denomina-se calor latente de vaporização (λ) que, no caso da água, é de aproximadamente $2,45 \text{ MJ Kg}^{-1}$ a 20°C . O calor latente (LE), associado à evaporação é um parâmetro do balanço energético de uma superfície (solo, folha,...) e resulta da multiplicação aritmética da água evaporada

(E) pelo respetivo calor latente de vaporização (λ) e, por isso, exprime-se em $W m^{-2}$.

A temperatura do ar e da água, a tensão de vapor e a humidade relativa do ar, a velocidade do vento, a pressão atmosférica, a salinidade das águas, a extensão da superfície evaporante e, naturalmente, a radiação solar, são os fatores que mais condicionam o fenómeno evaporativo. A variação diária da evaporação é sobretudo condicionada pela temperatura, sendo por isso maior durante o dia, quando o défice de saturação do ar é mais elevado, que durante o período noturno, onde pode se anular caso o ar fique saturado. Também a variação diária do vento reforça geralmente a tendência determinada pelo fator térmico. Os valores anuais mais elevados (cerca de 1500mm) observam-se sobre os oceanos tropicais, potenciados pelos ventos alíseos e sobre as áreas continentais onde a radiação solar é elevada e a vegetação densa.

A evaporação e a evapotranspiração são processos que ligam a hidrosfera, a litosfera e a biosfera à atmosfera e condicionam marcadamente a evolução do ciclo hidrológico. A evapotranspiração influencia a energética da atmosfera e altera as características da massa de ar.

A evapotranspiração potencial (ETp) é a evapotranspiração que ocorre sempre que a perda de água para a atmosfera não é influenciada pelo teor de água disponível à superfície do solo e das plantas, isto é, sempre que a disponibilidade em água não constitui fator limitante. Por esta razão a evapotranspiração potencial é sinónimo de necessidade em água, a que permitiria ao solo manter permanentemente um grau ótimo de humidade necessário ao adequado crescimento e desenvolvimento das plantas enraizadas no solo. A evapotranspiração real (ETr) é a evapotranspiração que ocorre em condições reais, isto é, de acordo com as características reais do solo e das plantas.

5.8. Pressão atmosférica

A pressão atmosférica é a força exercida por unidade de área de uma coluna de ar atmosférico aplicada normalmente a qualquer superfície. A pressão exprime-se em bares, mm Hg e Pascais (1 Pascal é a força de 1 Newton que atua sobre uma área superficial de $1 m^2$) e é medida por barómetros. A nível do mar, a pressão exercida pelo ar é cerca de $1,02 kg cm^{-2}$ ($= 101325Pa = 1023,25mb = 760mmHg$). Altas pressões e baixas pressões referem-se a valores superiores e inferiores a 1023 mb, respetivamente (Figura 3.15). As primeiras concentram-se em anticiclones

(centros de alta pressão) e as segundas em depressões ou ciclones (centros de baixa pressão).

A pressão atmosférica tem efeitos diretos no estado do tempo e na sua evolução, é a causa direta dos ventos, determinando a sua velocidade e direção, afeta a temperatura e a humidade do ar, a precipitação e outros elementos climáticos. Contudo, a pressão atmosférica não exerce de um modo direto uma influência relevante sobre os seres vivos (exceto o efeito altitude e o que decorre das suas alterações bruscas).

A pressão atmosférica diminui em altitude. A equação hidrostática permite quantificar numa atmosfera em repouso a variação da pressão de uma parcela de ar com a altitude:

$$-\Delta p = \rho g \Delta z \quad [\text{kPa}] \quad (3.12)$$

onde Δp representa a diferença de pressão entre dois níveis, ρ é a densidade do ar húmido ($1,2250 \text{ Kg m}^{-3}$, ao nível do mar e à temperatura de 15°C), g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ ms}^{-2}$) e Δz a espessura, em metros, de uma camada da atmosfera. As variações horizontais da pressão atmosférica são muito menores que as variações em altitude.

Uma superfície isobárica é um lugar geométrico dos pontos da atmosfera onde a pressão, num instante, tem o mesmo valor (se a pressão atmosférica apenas variasse com a altitude, seriam superfícies esféricas concêntricas ao globo e paralelas entre si). Uma isóbara ou curva isobárica é a linha de intersecção de uma superfície isobárica com uma superfície concêntrica ao globo terrestre e une pontos de igual pressão atmosférica. O maior ou menor afastamento das isóbaras entre si depende da maior ou menor homogeneidade da atmosfera. Nos anticiclones as superfícies isobáricas formam convexidades voltadas para cima e as suas intersecções com a superfície terrestre são isóbaras cujos valores crescem da periferia para o centro (Figura 3.15a); nas depressões ou ciclones as superfícies formam concavidades voltadas para cima e as suas intersecções com a superfície são isóbaras cujos valores diminuem da periferia para o centro (Figura 3.15b).

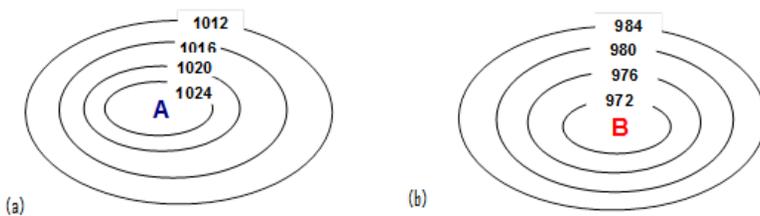


Figura 3.15. Isóbaras: (a) centro de altas pressões; (b) centro de baixas pressões.

A variação da pressão atmosférica pode ter origem térmica ou origem dinâmica, dependendo neste último caso de fatores como o movimento de rotação da Terra, o atrito da superfície, a humidade atmosférica ou a distribuição dos continentes. As variações da pressão atmosférica podem ser periódicas ou acidentais.

Ao longo de um ciclo diário, a pressão atmosférica apresenta máximos e dois mínimos, devido à absorção da radiação solar pelo ozono na alta atmosfera e pelo vapor de água na baixa atmosfera. O aquecimento e o arrefecimento do ar criam oscilações de densidade conhecidas como marés (térmicas) ou atmosféricas que determinam variações pequenas da pressão atmosférica perto da superfície da Terra. Esta maré, também denominada de barométrica, é mais evidente na região equatorial do que em outras latitudes. Em latitudes superiores a 60° a maré deixa, em geral, de se observar. Ao longo do ano, os anticiclones e as depressões permanentes deslocam-se em função da circulação geral da atmosfera e dos fatores físicos que a determinam (radiação, distribuição de continentes e oceanos,...).

Entre as variações acidentais da pressão atmosférica destacam-se as resultantes da passagem de perturbações atmosféricas, como sejam as depressões acompanhadas de sistemas frontais ou os ciclones tropicais e as provocadas pelo vento, sobretudo se este é forte e sopra sob a forma de rajadas.

5.9. Vento

O vento é o deslocamento horizontal do ar relativamente à superfície do globo terrestre e resulta da diferença de pressão entre dois locais. O aquecimento e/ou arrefecimento diferencial da atmosfera é a causa básica (ou inicial) do movimento atmosférico (pois está na base das diferenças de pressão). Assim, parte da radiação solar que atinge a Terra é transformada em energia cinética dos gases da atmosfera. O vento é definido através da sua velocidade e da sua direção.

Além do gradiente de pressão entre dois lugares, outros fatores controlam o movimento do ar atmosférico: a força da gravidade, o atrito superficial, a força de Coriolis e a força centrífuga. Da ação conjugada de todos estes fatores resultam diferentes velocidades e diferentes direções do vento. A velocidade exprime-se em m s^{-1} enquanto que a direção se exprime em graus. O primeiro parâmetro mede-se com anemómetros e o segundo com cataventos. Os ventos são classificados em função das forças que atuam sobre o ar em movimento (vento geostrófico, barostrófico e de gradiente), da sua direção (ventos constantes, periódicos e variáveis) ou

da escala da circulação (primária, secundária,...). A escala de Beaufort permite classificar os ventos de acordo com a sua intensidade e seus correspondentes efeitos (Quadro 3.4).

O perfil do vento junto à superfície reflete o efeito do atrito exercido pela superfície sobre o movimento do ar. O atrito retarda o movimento e determina um decréscimo acentuado da velocidade horizontal do vento na direção da superfície. Este aumento é menor na primavera e maior no outono. A 2 metros de altura, a velocidade do vento aumenta rapidamente depois do nascer do Sol e alcança um máximo perto do meio-dia (transferência eficiente e rápida do momento na CLP devido ao aumento da instabilidade), diminui durante a tarde (diminuição progressiva da instabilidade), sendo pequena durante a noite.

Quadro 3.4 Escala de Beaufort.

Nº de Beaufort	Descrição	Velocidade (m s ⁻¹)	Observações
0	calmo	<0,4	O fumo sobe na vertical
1	aragem	0,5-1,5	O fumo é lentamente empurrado
2	fraco	1,6-3,3	As folhas sussuram
3	bonançoso	3,4-5,4	As folhas e os raminhos movem-se
4	moderado	5,5-7,9	Os ramos pequenos movem-se
5	fresco	8,0-10,7	As pequenas árvores oscilam
6	muito fresco	10,8-13,8	Os ramos grandes oscilam
7	forte	13,9-17,1	Todas as árvores se movem
8	muito forte	17,2-20,7	Os raminhos partem-se
9	tempestuoso	20,8-24,4	Os ramos partem-se
10	temporal	24,5-28,4	As árvores quebram-se e caem
11	temp. desfeito	28,5-33,5	Os danos são extensos
12	furacão	>33,5	Os danos são extremos

6. Classificações climáticas

6.1. Tipos de classificações

Uma classificação climática descreve tipos de clima e delimita regiões climáticas com base em informação quantificada e organizada de fatores que afetam o clima ou de elementos climáticos referentes ao um período mínimo de 30 anos consecutivos.

A utilidade da subdivisão da Terra em zonas de incidência solar diferente (quente, temperado e polar, subdivididos pelos trópicos e os círculos polares) é reduzida, pois os fatores climáticos expressam-se de forma diversa em diferentes regiões situadas a latitudes similares. Desde a Grécia Antiga, surgiram variados esquemas de classificação dos climas do mundo, com interesse diverso e baseados em diferentes critérios,

apresentando a maioria delas subdivisões e limites baseados na observação das condições originárias das zonas climáticas, seja de elementos climáticos como a temperatura e a queda pluviométrica, seja dos seus efeitos, por exemplo, sobre a vegetação.

Entre os diferentes sistemas de classificação, destacam-se dois tipos fundamentais, os genéticos e os empíricos. Nas classificações genéticas, os climas agrupam-se de acordo com as suas causas físicas (fatores cósmicos ou geográficos, circulação geral da atmosfera, ...), enquanto que as classificações empíricas assentam na combinação de elementos ou parâmetros climáticos medidos, na maioria dos casos, a temperatura e a precipitação.

Entre as classificações genéticas, merecem particular destaque a delineada em 1928 por Tor Bergeron (Liljequist, 1981), que classificou o clima de um local com base na frequência com que certo tipo de estados do tempo (massas de ar) nele ocorrem (classificação climática de Bergeron), a proposta por Alissov em 1936, baseada nos deslocamentos sazonais das massas de ar (circulação geral da atmosfera), a de H. Flohn (1957) que, em 1950, propôs um sistema que inclui 7 categorias baseadas na zonagem global dos ventos e na sazonalidade da precipitação, e a de Strahler (1969) que propôs um sistema que inclui 14 tipos climáticos baseados nas principais massas de ar que os produzem.

As classificações do tipo empírico assentam nas consequências das condições climáticas e utilizam para o efeito determinados indicadores, como a vegetação, a hidrologia, a humidade, a aridez, etc., sob a forma de frequência de ocorrência, valores limites ("thresholds"), índices, etc., delimitando assim as zonas climáticas. Entre este tipo de classificações, destacam-se as baseadas em balanços energéticos e de humidade (limites térmicos e hídricos relacionadas, em grau variável, com a vegetação e o crescimento vegetal), e as baseadas em índices bioclimáticos (fitoclimáticos, conforto climático,...). Entre as primeiras, destacam-se a de Budyko (1974), que estabeleceu diferentes tipos climáticos a partir da relação entre a radiação líquida disponível para o processo evaporativo a partir de uma superfície molhada e o calor necessário para evaporar a precipitação média anual (a fronteira entre climas secos e húmidos ocorre quando a razão é igual a 1) e a de Terjung & Louie (1972) que usou fluxos de energia para classificar a quantidade de energia entrada (radiação líquida e advecção) e saída (calor sensível e calor latente) e a sua variação sazonal. Entre as que se relacionam de um modo mais direto com a vegetação e/ou o crescimento vegetal, destacam-se a classificação de Köppen e a classificação racional dos climas de Thornthwaite. Merece ainda referência a classificação climática

estabelecida por W. Lauer, (Lauer *et al.*, 1996) que se baseou em mínimos térmicos e hídricos para a vegetação natural e para culturas agrícolas (os limites para as zonas foram determinados a partir de índices de radiação, enquanto que os tipos climáticos basearam-se num índice térmico e num índice de humidade que tomam em consideração a diferença entre as precipitações mensais e a evaporação potencial). Frankenberg, Penck, Troll e Pfaffen, Wissmann são exemplos de outros autores que estabeleceram classificações baseadas em limites térmicos ou hídricos usados como critérios para diferenciar entre si zonas climáticas ou subdivisões em tipos ou subtipos climáticos (Kappas, 2009). Há numerosos índices fitoclimáticos (geralmente índices de aridez), sendo os mais referidos na literatura aqueles que baseiam o seu cálculo em valores médios de precipitação e temperatura (coeficiente hidrotérmico de Lang, índice de aridez de Martonne, coeficiente pluviométrico de Emberger, índice de Dantin-Ravenga), outros ainda que se baseiam no défice de saturação de vapor (índice de Mayer), além de índices de produtividade agrícola (índice de Patterson, índice de potencialidade agrícola de T.Turc,...). A partir de índices de conforto humano (térmico e/ou mecânico) Terjung (1966) propôs uma classificação bioclimática usando dados de temperatura, humidade relativa, insolação e velocidade do vento. Descrições mais detalhadas destes índices bioclimáticos poderão ser estudadas em Castillo & Sentis (1996), em Barry & Chorley (2003) ou em Porta *et al.* (2003).

Quaisquer das classificações referidas no parágrafo anterior são globais, isto é, são aplicáveis a qualquer zona do globo. Contudo, há também classificações com projeção regional ou local, como a classificação empírica de Schmidt e Fergusson (Schmidt & Fergusson, 1951), que relaciona o número de meses secos e meses húmidos num dado local, em regiões (quase) isotérmicas como as tropicais, o coeficiente estival de Giacobbe ou o índice xerotérmico, particularmente adaptados à região mediterrânea, ou as classificações genéticas de Lamb (1972) - Lamb Weather types, e de Muller (1977) - Muller Weather Types, ambas baseadas na posição de um local em relação às principais características da circulação secundária (depressões frontais das latitudes médias).

A estreita correspondência entre clima e ocupação natural do solo (bioma) faz da temperatura e da precipitação parâmetros fundamentais para a caracterização climática, uma vez que temperatura e disponibilidade de água no solo são os elementos fundamentais no controle do ciclo vegetativo das plantas. Na maior parte das classificações conhecidas, os limites entre grupos são definidos a partir de valores de temperatura, precipitação e/ou parâmetros derivados. É o caso das

classificações climáticas de Köppen e de Thornthwaite, cujas características serão desenvolvidas com o devido detalhe, de seguida.

6.2. Classificação climática de Köppen

A classificação climática de Wladimir Köppen é empírica e, seguramente, a mais usada em todo o mundo. Foi estabelecida em 1900 e baseia-se em observações da temperatura do ar e da precipitação, assim como no grau de secura e na sazonalidade da precipitação. As suas divisões correspondem aos principais tipos de cobertura vegetal do planeta (floresta equatorial, savana-estepe, deserto, floresta de folhosas ou de coníferas e tundra). Mais tarde houve vários contributos e modificações por outros autores, pelo que se encontram referenciados na bibliografia, frequentemente, as classificações de Köppen-Geiger, de Köppen-Geiger-Pohl ou, ainda, a classificação de Köppen modificada por Trewartha.

A classificação de Köppen utiliza um sistema de letras (A-E, na sequência como se apresentam a partir do equador em direção aos polos) para diferenciar as principais zonas ou tipos climáticos, recorrendo às iniciais de algumas palavras que descrevem a condição climática (em língua alemã) para definir os subtipos climáticos. Os cinco tipos climáticos principais são designados por uma letra maiúscula e são delimitados com base no ciclo anual das temperaturas médias mensais do ar (climas A, C, D e E) ou na importância relativa entre evapotranspiração e precipitação anuais (clima B); os 12 subtipos climáticos, subdivisões dos 5 tipos climáticos principais, designam-se por uma letra maiúscula (correspondente ao tipo climático principal) seguida de uma letra minúscula que diferencia climas com base na sazonalidade da precipitação (climas A, C e D), ou de uma outra letra maiúscula quando os tipos climáticos se diferenciam consoante o grau de secura (clima B) ou a temperatura do mês mais quente (clima E). Mais tarde Trewartha & Horn (1980) introduziram o tipo climático H para agrupar os climas de altitude.

Três situações diferentes caracterizam a sazonalidade da precipitação: (a) distribuição regular ao longo do ano (símbolo f); (b) maior precipitação no período invernal (símbolo s); (c) maior precipitação no período estival (símbolo w).

Os tipos e os subtipos climáticos são os seguintes:

A - Clima tropical chuvoso. Não há estação fria (a temperatura média do mês mais frio é superior a 18°C). As áreas afetadas por este tipo climático, característico de uma área considerável da zona intertropical,

suportam plantas que necessitam continuamente de temperaturas elevadas (megatérmicas) e de água (precipitação) relativamente abundante.

Os climas do tipo A subdividem-se da seguinte forma:

Af - Tropical chuvoso de floresta. A temperatura e a precipitação permanecem elevadas ao longo de todo ano (o mês mais seco apresenta pelo menos 60 mm de precipitação) sendo, por regra, pequenas as variações ao longo do ano de ambos os elementos. A formação vegetal correspondente é a *floresta tropical chuvosa* ou *floresta equatorial*.

Aw - Clima tropical chuvoso de savana. Neste subtipo há uma estação seca distinta que é o inverno (período do ano em que a altura média do sol é menor). A precipitação é menor que 60 mm em pelo menos um mês, sendo a do mês mais seco inferior a $100 - (1/25)R_{anual}$ (precipitação total anual). Este subtipo climático corresponde à zona da *savana*.

Am - Clima Tropical de Monção. A estação seca é curta e a precipitação anual é suficientemente elevada para manter o solo húmido durante todo o ano. A precipitação é menor que 60 mm em pelo menos um mês, mas a do mês mais seco é superior a $100 - (1/25)R_{anual}$ (precipitação total anual). Tal como em Af, a *floresta tropical chuvosa* é a formação vegetal característica.

B - Clima seco. O valor anual da evapotranspiração potencial (ETp) excede o valor da precipitação (R_{anual}) respetivo:

- a) $R_{anual} < 2T + 14$ se a precipitação é distribuída regularmente ao longo do ano;
- b) $R_{anual} < 2T$ se a precipitação for máxima no verão ($R_{mês \text{ de verão}} \text{ mais húmido} \geq 10 R_{mês \text{ de inverno mais seco}}$);
- c) $R_{anual} < 2T + 28$ se a precipitação for máxima no inverno ($R_{mês \text{ de inverno mais húmido}} \geq 3 R_{mês \text{ de verão mais seco}}$).

Os climas B subdividem-se em Climas semiáridos de estepe (BS) e Climas desérticos (BW). Sempre que a precipitação atinge metade dos limites atrás definidos considera-se o clima BS; no caso contrário, considera-se o clima BW. As fronteiras entre estes subtipos para as três situações definidas anteriormente quantificam-se desta forma:

- $R = T + 7$, se a precipitação for uniforme durante o ano;
- $R = T$, se a precipitação for máxima no verão;
- $R = T + 14$, se a precipitação for máxima no inverno.

Em qualquer caso, a temperatura é expressa em °C e a precipitação em cm.

Nos climas do tipo B a quantidade de precipitação não é suficiente para suportar correntes de água em permanência ao longo de todo o ano. Este tipo climático está representado sobretudo em regiões fortemente influenciadas pelos anticiclones tropicais (desertos do Sahara e regiões envolventes, médio oriente, oeste norte-americano, deserto australiano, latitudes subtropicais da Ásia continental, desertos do Kalahari e do Chile/Argentina).

C - Clima Mesotérmico húmido. A temperatura média do mês mais frio situa-se entre -3°C e 18°C (verão moderado a quente e inverno suave). A temperatura média de -3°C é um limite abaixo do qual se espera a presença de cobertura gelada ou de neve em pelo menos um mês. A precipitação é resultante, em larga medida, da atividade dos ciclones frontais (latitudes médias). Köppen considerou três subdivisões:

Cs - Clima temperado com verão seco. O mês mais seco (de verão) apresenta uma precipitação inferior a 40 mm e a 1/3 da precipitação do mês mais húmido (de inverno). Este subtipo está amplamente representado na bacia do mediterrâneo, na Califórnia, no sudoeste da Austrália, da África do sul e do continente sul-americano).

Cw - Clima temperado com inverno seco. A precipitação média mensal no mês mais húmido (de verão) é pelo menos dez vezes superior à do mês mais seco. Por representar geralmente zonas dos trópicos de altitudes mais elevadas (planaltos), também este subtipo de denomina de clima tropical de altitude.

Cf - Clima temperado húmido. Não há uma estação seca nítida, não sendo por essa razão possível a inclusão em qualquer dos dois subtipos anteriores. Parte considerável da Europa Central, as zonas orientais dos EUA e da China, o sudeste da Austrália assim como o sul do Brasil e vastas zonas da Argentina e do Uruguai exibem este subtipo de clima.

D - Clima Microtérmico húmido. A temperatura média do mês mais quente é superior a 10°C enquanto que a temperatura média do mês mais frio é inferior a -3°C (verão moderadamente quente e inverno frio). A temperatura média de 10°C para o mês mais quente do ano representa o limite crítico para a sobrevivência das espécies arbóreas. Nos climas D o solo apresenta-se congelado e/ou coberto de neve durante vários meses.

Os subtipos climáticos considerados são:

Ds - Clima frio com verão seco. Os critérios que definem este subtipo são os mesmos que definem o subtipo Cs. Ocorrem sobretudo na zona mediterrânea em locais elevados, adjacentes a áreas com climas mediterrâneos (regiões da Turquia e do Irão, oeste norte-americano, zonas mais altas da Península Ibérica).

Dw - Clima frio com inverno seco. Os critérios que definem este subtipo são os mesmos que definem o subtipo Cw. Este subtipo climático é característico de vastas zonas do nordeste asiático.

Df - Clima frio sempre húmido. Não há uma estação seca nítida, não sendo por essa razão possível a inclusão em qualquer dos dois subtipos anteriores. Este subtipo climático é característico de vastas zonas do leste asiático, da Rússia e do Canadá.

E - **Clima polar**. A temperatura média do mês mais quente é inferior a 10°C (inverno e verão extremamente frios).

É característico das regiões polares e circumpolares e das zonas de maior altitude. A vida vegetal depende da intensidade e da duração de uma estação cuja temperatura média seja positiva. A existência de pelo menos um mês em que tal ocorra serve de critério para distinguir dois subtipos climáticos entre os climas E:

ET - Clima polar de tundra. A T_a do mês mais quente é inferior a 10°C mas superior a 0°C. Há uma estação que permite o crescimento vegetal. Representa-se nas regiões mais setentrionais do Canadá e da Rússia apresentam este subtipo climático.

EF - Clima polar de gelo permanente. A T_a do mês mais quente é inferior a 0°C. O gelo é perpétuo e não há vegetação. Este subtipo climático é característico de vastas zonas da Gronelândia, das zonas mais elevadas da Ásia (planalto do Tibete e cordilheira dos Himalaias) e da Antártida.

Köppen utilizou outros símbolos (formas climáticas) para caracterizar, com mais pormenor, os diferentes tipos ou subtipos climáticos: **a** - verão quente (T_a do mês mais quente $\geq 22^\circ\text{C}$); **b** - verão morno (T_a do mês mais quente $< 22^\circ\text{C}$ e $T_a > 10^\circ\text{C}$ em pelo menos quatro meses); **c** - verão frio (T_a do mês mais quente $< 22^\circ\text{C}$ e $T_a > 10^\circ\text{C}$ em pelo menos um mês mas em menos que quatro meses); **d** - T_a média do mês mais frio $< -38^\circ\text{C}$; **g** - mês mais quente do ano é anterior ao solstício e à estação chuvosa de verão; **h** - T_a média anual $\geq 18^\circ\text{C}$; **i** - amplitude térmica anual $< 5^\circ\text{C}$; **k** - T_a média anual $< 18^\circ\text{C}$; **k'** - T_a do mês mais quente $< 18^\circ\text{C}$; **n** - nevoeiros frequentes; **w'** - precipitação máxima no

outono; **w''** – dois máximos relativos de precipitação separados por duas estações secas; **x** – chuvas no fim da primavera ou no princípio do verão.

As formas climáticas **a**, **b** e **c** aplicam-se aos climas C e D, as formas **g** e **i** aos climas A e C, a forma **n** aos climas B e C, as **w'** e **w''** apenas aos climas A, as **h**, **k** e **k'** aos climas B, a forma **x** ao clima C e a forma **d** ao clima D.

O Anexo 3.4 resume o significado das letras utilizadas para os principais tipos e subtipos climáticos. Para uma mais fácil utilização da classificação de Köppen, o clima em questão deve ser testado, em primeiro lugar, em relação à hipótese de ser um clima 'B' e, em segundo lugar, se se trata de um clima 'E'. Isto quer dizer que se um clima for suficientemente húmido para suportar vegetação (não for B), poderá não ser suficientemente quente para tal (E). Se não for nem 'B' nem 'E', a vegetação arbustiva e arbórea ocorrem naturalmente, aplicando-se os restantes critérios para distinguir entre si os climas 'A', 'C' e 'D'. Assim, para a definição do clima de um dado local que não limite o desenvolvimento vegetal, basta conhecer os dados termo-pluviométricos com uma resolução mensal.

A distribuição geográfica dos principais tipos e subtipos climáticos é apresentada no mapa da Figura 3.16. Como referido anteriormente, a distribuição dos diferentes tipos climáticos não segue um padrão de "faixas paralelas" ao equador. Embora a consulta de mapas mundiais com a distribuição das zonas climáticas facilite a perceção da mesma, a redução das zonas climáticas num só continente hipotético (sob a forma de um rábano que reflete a maior e menor percentagem de terras firmes nos dois hemisférios) é útil para entender as diferenças na existência/sequência das zonas climáticas, nomeadamente entre as partes ocidentais e orientais dos grandes continentes (Figura 3.17). Assim, por exemplo, é visível a ausência de climas secos do lado oriental dos continentes e a passagem direta dos climas 'A' para climas 'C', ou a limitação do clima Mediterrâneo às zonas "litorais" ocidentais entre as latitudes de 30° e 40° norte e sul, e a inexistência de climas 'D' e 'E' no hemisfério sul (não tomando a Antártida em consideração), pelo facto de a fração emersa do mesmo pouco se estender para além do paralelo de 40°.

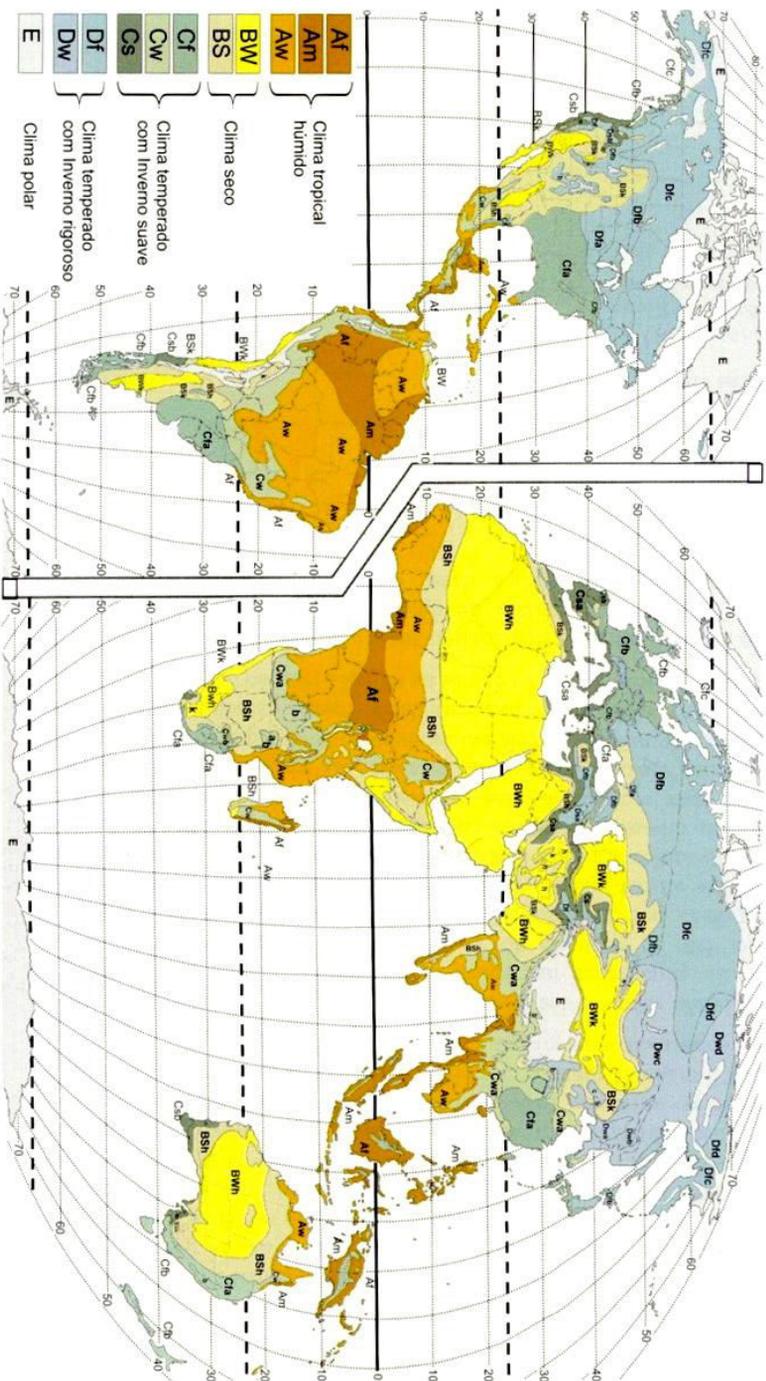


Figura 3.16. Distribuição geográfica dos climas (Classificação climática de KÖPPEN)

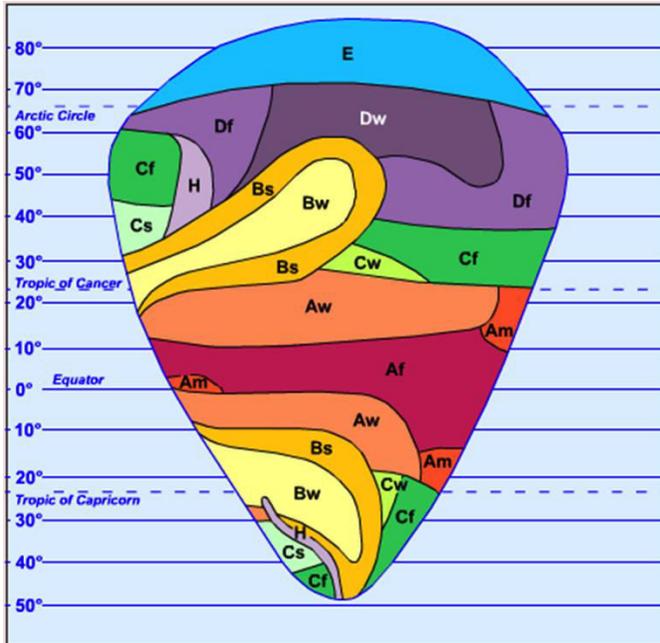


Figura 3.17. A distribuição das zonas climáticas de Köppen num modelo de continente único, juntando as zonas de cada latitude (De Blij & Muller, 1996).

6.3. Classificação racional dos climas de Thornthwaite

C. Thornthwaite introduziu o conceito de evapotranspiração potencial (transferência de vapor de água para a atmosfera, por evaporação e por transpiração, em condições hídricas não limitantes) e quantificou-o, fazendo-o depender da temperatura do ar e da insolação astronómica. A partir da diferença entre os valores médios mensais da evapotranspiração potencial e da precipitação, Thornthwaite definiu meses húmidos e meses secos (Thornthwaite, 1948) e, com John Mather, elaborou um balanço hídrico (Thornthwaite & Mather, 1957), no qual são calculados valores médios para o armazenamento de água no solo, para a evapotranspiração real, o défice e o excesso de água (ver balanço hídrico do solo - Método de Thornthwaite-Mather). Considerando os resultados do balanço hídrico e uma capacidade utilizável do solo de 100 mm, Thornthwaite descreveu uma classificação climática baseada na caracterização dos regimes térmico e hídrico de um local - a Classificação Racional dos Climas de Thornthwaite.

A Classificação Climática de Thornthwaite compreende o cálculo de 5 índices climáticos (simples e complexos) estimados a partir dos

resultados do Balanço Hídrico: três são indicadores do regime hídrico (o “Índice Hídrico”, o “Índice de Humidade” e o “Índice de Aridez”) e dois são indicadores do regime térmico (o “Índice de Eficiência Térmica” e a “Concentração Estival da Eficiência Térmica”).

a) Regime hídrico

O Índice de Humidade e o Índice de Aridez caracterizam o regime hídrico local em termos sazonais (eficácia da humidade). O Índice de Aridez (I_a) avalia a importância de um eventual período seco:

$$I_a(\%) = \frac{D}{ETp_{\text{anual}}} \times 100 \quad (3.13)$$

O Índice de Humidade (I_{hu}) avalia a importância de uma eventual estação húmida:

$$I_{hu}(\%) = \frac{S}{ETp_{\text{anual}}} \times 100 \quad (3.14)$$

Nas equações 3.13 e 3.14, D é o défice anual de água, S é o excesso ou superavit anual e ETp_{anual} é a evapotranspiração potencial anual.

Os tipos climáticos baseados nos valores do Índice de Aridez (I_a) referem-se ao grau e sazonalidade da deficiência de água no solo; os que são baseados nos valores do Índice de Humidade (I_{hu}) referem-se ao grau e sazonalidade do excesso de água no solo (Quadro 3.5b).

O Índice Hídrico (I_{hid}) exprime a humidade global do clima. I_{hid} é calculado a partir dos Índices de Humidade (I_{hu}) e de Aridez (I_a):

$$I_{hi}(\%) = I_{hu} - I_a \quad (3.15)$$

Os tipos climáticos baseados nos valores do Índice Hídrico são os seguintes: A = Superhúmido; B = Húmido (B_4, B_3, B_2 e B_1); C = Sub-húmido (C_2 e C_1); D = Semiárido; E = Árido (Quadro 3.5a). Para efeitos de classificação climática considera-se apenas o Índice de Aridez se o clima for **húmido** (tipos A, B e C_2) ou o Índice de Humidade se o clima for **seco** (tipos C_1 , D e E).

b) Regime térmico

O regime térmico de um local é avaliado pelo Índice de Eficiência Térmica (ou simplesmente Eficiência Térmica - ET) e pela Concentração Estival da Eficiência Térmica ($CEET$). ET caracteriza o regime térmico local em termos anuais e exprime-se pelo valor anual da

evapotranspiração potencial (ETp), calculada como função exclusiva da temperatura pelo método (empírico) de Thornthwaite:

$$ET = ETp_{\text{anual}} \quad [\text{mm}] \quad (3.16)$$

Os tipos climáticos baseados nos valores do Índice de Eficiência Térmica são os seguintes: A' = Megatérmico; B' = Mesotérmico (B'_4, B'_3, B'_2 e B'_1); C' = Microtérmico (C'_2 e C'_1); D' = Tundra; E' = Gelo perpétuo. Os limites para cada um dos tipos climáticos constam do Quadro 3.5c.

A $CEET$ caracteriza o regime térmico local em termos sazonais, exprimindo a importância relativa do trimestre mais quente do ano:

$$CEET(\%) = \frac{ETp_1 + ETp_2 + ETp_3}{ETp_{\text{anual}}} \quad (3.17)$$

onde ETp_1, ETp_2 e ETp_3 são os valores estimados de ETp relativos aos três meses consecutivos mais quentes e ETp_{anual} tem o significado habitual.

A $CEET$ pode ser pequena (a'), moderada (b'_4, b'_3, b'_2 e b'_1), grande (c'_2 e c'_1) ou muito grande (d); os limites de cada um dos tipos climáticos baseados neste índice constam da Quadro 3.5d.

Quadro 3.5. Tipos Climáticos (a) resultantes do Índice hídrico, (b) indicativos do regime estacional da humidade, (c) indicativos da eficiência térmica, (d) indicativos da concentração estival da eficiência térmica.

TIPO CLIMÁTICO		ÍNDICE HÍDRICO (%)
A - Super-húmido		$I_{hi} \geq 100$
	B_4	$100 > I_{hi} \geq 80$
B - Húmido	B_3	$80 > I_{hi} \geq 60$
	B_2	$60 > I_{hi} \geq 40$
	B_1	$40 > I_{hi} \geq 20$
C - Sub-húmido	Chuvoso C_2	$20 > I_{hi} \geq 0$
	Seco C_1	$0 > I_{hi} \geq -20$
D - Semi-árido		$-20 > I_{hi} \geq -40$
E - Árido		$-40 > I_{hi} \geq -60$
Climas Húmidos (A, B, C_2)		ÍNDICE DE ARIDEZ (%)
r - nula ou pequena deficiência de água		$16,7 > I_a \geq 0$
s - moderada deficiência de água no Verão		$33,3 > I_a \geq 16,7$
w - moderada deficiência de água no Inverno		
s_2 - grande deficiência de água no Verão		$I_a \geq 33,3$
w_2 - grande deficiência de água no Inverno		
Climas secos (C_1, D, E)		ÍNDICE DE HUMIDADE (%)
d - nula ou pequeno excesso de água		$10 > I_{hu} \geq 0$
s - moderado excesso de água no Inverno		$20 > I_{hu} \geq 10$
w - moderado excesso de água no Verão		
s_2 - grande excesso de água no Inverno		$I_{hu} \geq 20$
w_2 - grande excesso de água no Verão		

TIPO CLIMÁTICO		EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL ANUAL (mm)
A - Megatérmico		$EIP \geq 1140$
	B'_4	$1140 > EIP \geq 997$
B - Mesotérmico	B'_3	$997 > EIP \geq 855$
	B'_2	$855 > EIP \geq 712$
	B'_1	$712 > EIP \geq 570$
C - Microtérmico	C'_2	$570 > EIP \geq 427$
	C'_1	$427 > EIP \geq 285$
D - Tundra		$285 > EIP \geq 142$
E - Gelo Perpétuo		$142 > EIP$
TIPO CLIMÁTICO	CONCENTRAÇÃO DA EFICIÊNCIA TÉRMICA NA ESTAÇÃO QUENTE (%)	
a'	25 - 48	Nula ou pequena
b'_4	48,1 - 51,9	Moderada
b'_3	52,0 - 56,3	
b'_2	56,4 - 61,6	
b'_1	61,7 - 68,0	
c'_2	68,1 - 76,3	Grande
c'_1	76,4 - 88,0	
d	88,1 - 100	Muito grande

A cada um dos quatro tipos climáticos (baseados nos valores obtidos para o Índice Hídrico, o Índice de Humidade/Índice de aridez, o Índice de Eficiência Térmica e a Concentração Estival de Eficiência Térmica) corresponde um símbolo. O conjunto dos quatro símbolos constitui a fórmula climática final. Para uma completa descrição do clima segundo Thornthwaite devem ser transcritas as designações relativas a cada um dos símbolos obtidos.

7. Exercícios

1. Representações gráficas. A partir de valores normais relativos à Estação Meteorológica de Évora (Normal Climatológica) (Quadro 3.1):

a) Elabore diagramas retangulares para representar a variação da temperatura (média mensal, média das máximas e média das mínimas) e da precipitação média mensal (gráfico de barras).

b) Elabore um diagrama ombrotérmico (representação conjunta da temperatura e da precipitação ao longo do ano)

c) Construa um gráfico termohigrométrico (climograma)

d) Represente, através de um diagrama polar, a frequência e a velocidade do vento para os diferentes rumos.

e) Represente as frequências relativas e absolutas de diferentes classes de valores de temperatura (histogramas)

2. A superfície de um solo, com um albedo de 25%, e cuja temperatura é, num dado momento, de 33°C, é irradiada com radiação de pequeno comprimento de onda igual a 700 W m^{-2} . A temperatura do ar no abrigo meteorológico é de 25°C. Determine o balanço de radiação da superfície considerada.

3. Sabendo que a humidade relativa de determinado ambiente é de 75% e que a temperatura do ar é de 16°C, determine a tensão atual de vapor, a humidade absoluta, a temperatura do ponto de orvalho e o défice de saturação.

4. Supondo que a temperatura de uma certa porção da atmosfera é de 20°C e que ela deve ser arrefecida até 12°C para que se inicie a deposição de orvalho, calcule:

a) Os valores da tensão atual de vapor, da humidade relativa, da humidade absoluta e do défice de saturação;

b) A massa de vapor de água depositada sob a forma de orvalho, por m³ de ar, se a temperatura baixar para os 9°C.

5. Uma massa de ar tem a temperatura do ar igual a 17°C e a temperatura do termómetro molhado igual a 12°C. Calcule a tensão atual de vapor, a humidade relativa e a temperatura do ponto de orvalho.

6. Classifique o clima da região de Évora com base na Classificação Racional de Thornthwaite e na Classificação de Köppen. Para o efeito deve ter em conta os valores constantes da Normal Climatológica apresentada na Quadro 3.1 assim como os valores obtidos a partir da elaboração do balanço hídrico [$ETp = 790$ mm; $D_{\text{anual}} = 342$ mm; $S_{\text{anual}} = 196$ mm; $ETp_{\text{meses mais quentes}} = 104$ mm (jun), 132 mm (jul), 127 mm (ago)].

7. A partir de valores normais expostos na Quadro 3.6:

a) Elabore diagramas ombrotérmicos referentes a cada um dos locais referidos;

b) Classifique os climas de cada um dos locais seguindo a classificação de Köppen;

c) Especifique para cada um dos locais as formações vegetais características assim como o tipo de utilização agrícola possível.

Quadro 3.6. Valores normais (mensais e anuais) de temperatura (T , em °C) e de precipitação (R , em mm) referentes a diferentes locais do globo.

Local	Lat/ Long.	Elementos Climáticos	Meses do Ano												ANO	
			JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ		
Singapura	1°18'N	T(°C)	26	27	27	27	28	27	27	27	27	27	27	27	27	24
(Singapura)	104°E	R (mm)	252	172	193	188	172	172	170	196	178	208	254	257	2413	
Cuiaba	15°S	T(°C)	27	27	27	27	26	24	24	26	28	28	28	27	27	
(Brasil)	56°E	R (mm)	249	211	211	102	54	8	5	28	51	115	150	206	1387	
Nápoles	41°N	T(°C)	9	9	12	15	18	22	25	25	22	18	13	11	17	
(Itália)	14°E	R (mm)	122	89	43	46	56	18	15	33	109	117	104	120	811	
St.Cruz das Flores	39°N	T(°C)	14	13	14	15	17	19	22	23	22	19	17	16	18	
(Portugal)	31°W	R (mm)	206	150	164	108	89	68	67	78	111	145	131	162	1479	
Upernivik	73°N	T(°C)	-22	-23	-21	-14	-4	2	5	5	1	-4	-10	-17	-9	
(Dinamarca)	56°W	R (mm)	10	10	15	15	15	15	25	28	25	28	28	13	227	
Harbin	45°N	T(°C)	-19	-15	-4	5	18	19	22	21	14	4	-6	-16	4	
(China)	126°E	R (mm)	3	5	10	23	43	96	114	104	46	33	8	5	482	
Montreal	45°N	T(°C)	-10	-9	-4	5	13	18	21	19	15	3	1	-7	6	
(Canadá)	73°W	R (mm)	94	81	94	61	77	89	97	86	89	84	86	94	1032	
Ulan Bator	48°N	T(°C)	-27	-20	-11	1	9	14	17	15	9	-1	-13	-27	-3	
(Mongólia)	107°E	R (mm)	0	3	0	0	8	43	66	54	13	3	3	3	196	
Jacobabad	28°N	T(°C)	14	17	24	30	33	37	35	33	32	26	20	15	26	
(Pasquistão)	68°E	R (mm)	5	8	5	5	3	8	23	23	5	3	3	5	96	
Bulawayo	20°S	T(°C)	22	20	20	19	16	13	13	16	20	23	22	21	19	
(Zimbábwe)	29°E	R (mm)	142	76	60	21	4	2	1	2	4	23	104	122	561	
Aparri	18°N	T(°C)	24	24	26	28	29	29	29	29	28	27	26	24	516,7	
(Filipinas)	122°E	R (mm)	152	84	61	46	124	170	216	241	287	358	325	208	2273	

8. Referências bibliográficas

- Ahrens C.D. (2003). *Meteorology Today*. Thomson, ISBN 0-534-39771-9, Pacific Grove, USA.
- Barry G.B. & Chorley, R.J. (2003). *Atmosphere, Weather and Climate*, 8th edition, Routledge, ISBN 0-415-27170-3(hbk), London and New York.
- Budyko M.I. (1974). *Climate and Life* (trans D.H.Miller), Academic Press, ISBN 0121394506, New York, USA.
- Bureau of Meteorology (2003). The Greenhouse Effect and Climate Change. <http://www.bom.gov.au/info/GreenhouseEffectAndClimateChange.pdf> > acessado em 20 de junho de 2011.
- Castillo F.E. & Sentis, F.C. 1996. *Agrometeorología*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacion - Ediciones Mundi-Prensa, ISBN 84-71114-634-7, Madrid, España.
- De Blij H.J. & Muller, P. O. (1996). *Physical Geography of the Global Environment*. Second Edition. Wiley & Sons, ISBN 0471540617, New York, USA.
- Defra (2005): Climate change and the greenhouse effect: a briefing from the Hadley Centre, p. 58, Met Office Hadley Centre. Disponível em: <http://www.aph.gov.au/library/pubs/climatechange/theClimate/oceanCirculations.htm>
- Flohn H. (1957) - Zur Frage der Einteilung der Klimazonen, *Erdkunde*, 11, 161-175.
- Forster P.; V. Ramaswamy P.; Artaxo T.; Berntsen R.; Betts D.W.; Fahey, J.; Haywood J.; Lean D.C.; Lowe G.; Myhre J.; Nganga R.; Prinn G.; Raga M.; Schulz & Van Dorland R. (2007) Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Eds. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller. Cambridge University Press, ISBN-10: 0521705967, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IM (2011) IM, 211, www.meteo.pt/o_tempo/previsao_numerica/>, acessado em 22 de maio de 2011.
- INMG, 1991. O Clima de Portugal. Normas Climatológicas da Região do Alentejo e Algarve correspondentes a 1951-1981. Fasc. XLIX. Vol 4. Lisboa, Portugal.
- IPCC (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp. http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/?src=/climate/ipcc_tar/wg1/index.htm > acessado em 28 de agosto de 2011.

- IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., D. Qin, M. Manning (eds.)]. http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_reports.shtml > acedido em 20 de junho de 2011.
- Kappas, M. (2009): *Klimatologie, Klimaforschung im 21. Jahrhundert - Herausforderungen Natur- und Sozialwissenschaften.*, Spektrum Akademischer Verlag, ISBN: 3827418275, Heidelberg.
- KESSLER W. (2002): Southern Oscillation Index. Disponível em: <http://www.pmel.noaa.gov/~kessler/ENSO/soi-1876-1998.gif> > acedido em 16 de junho de 2011.
- Lamb H.H. (1972). British Isles Weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. *Geophysical Memoir 116*, HMSO, ISBN: 0114002665, London, 85pp.
- Lauer W.; Rafiqpoor M.D. & Frankenberg P. (1996). Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage auf der realen Vegetation, *Erkunde* 50(4), 275-284.
- Ljiljequist G.H. (1981). Tor Bergeron, a biography. *Pure and Applied Geophysics*, vol 119, n°3, 409-442.
- Miranda P. (2001). *Meteorologia e Ambiente*. Universidade Aberta, ISBN: 972-674-328-1, Lisboa, Portugal.
- Muller R.A. (1977). A synoptic climatology for environmental baseline analysis: New Orleans. *J Appl Meteorol*, 16: 20-32.
- Peixoto J. P. (1987). *Sistema Climático e as bases físicas do clima (O Homem, o Clima e o Ambiente - I)*. Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais, Lisboa, Portugal.
- Porta J.; López-Acevedo & M, Roquero C. (2003). *Edafologia para la Agricultura: el Médio Ambiente*, 3rd edition Ediciones Mundi-Prensa, ISBN: 84-8476-148-7, Madrid, España.
- Rohde R (2006). Image from global Warming Art. Disponível em http://en.wikipedia.org/wiki/Global_warming > acedido em 28 de agosto de 2011.
- Schmidt F.H.A. & Fergusson J.H.S., (1951). Rainfall type based on wet and dry periods of ratios from Indonesia with Western New Guinea, *Verhandelingen* N°42, Directorate Meteorology and Geophysics, Jakarta, 77 pp.
- Sellers W.D. (1965). *Physical Climatology*, University of Chicago Press, Chicago, USA.
- Strahler A.N. (1969). *Physical Geography*, 3rd edition, Wiley, New York, USA.
- Terjung W.H. (1996). Physiologic climates of the conterminous United States: a bioclimatological classification based on man. *Ann.Assn.Amer.Met.Geophys.Biokl.B* 20, 127-166.
- Terjung W.H. & Louie S. S-F. (1972). Energy input-output climates of the world. *Arch. Met. Geophysics Biokl. B* 20, 127-66.

- Thornthwaite C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, 38: 55-94.
- Thornthwaite C.W. & Mather J.R.(1957). Instructions and tables for computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. In: "*Climatology X:3*", Ed. Orexal, Institute of Technology, Canterton, New Jersey.
- Trewartha G. & Horn L.H. (1980). *An Introduction to Climate*. 5th edition. MacGraw-Hill International Book Company, ISBN: 0070651523, Aukland.
- US-EPA (2010): Methane and Nitrous Oxide Emissions From Natural Sources. <http://www.epa.gov/methane/pdfs/Methane-and-Nitrous-Oxide-Emissions-From-Natural-Sources.pdf> > acedido em 22 e maio de 2011.

ANEXOS

ANEXO 3.1. Tensão de vapor de água (saturação) em Pa (e_s).

T (°C)	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	610,8	615,2	619,7	624,2	628,8	633,3	637,9	642,6	647,2	651,9
1	656,6	661,4	666,1	670,9	675,8	680,7	685,6	690,5	695,5	700,4
2	705,5	710,5	715,6	720,7	725,7	731,1	736,3	741,6	746,9	752,2
3	757,5	762,9	768,3	773,8	779,3	784,8	790,4	796	801,6	807,2
4	812,9	818,7	824,5	830,3	836,1	842	847,9	853,8	859,8	865,9
5	871,9	878	884,2	890,3	896,6	902,8	909,1	913,4	921,8	928,2
6	934,6	941,1	947,7	954,2	960,8	967,5	974,2	980,9	987,7	994,5
7	1001	1008	1015	1022	1029	1036	1043	1050	1058	1065
8	1072	1079	1087	1094	1102	1109	1117	1124	1132	1140
9	1147	1155	1163	1171	1179	1187	1195	1203	1211	1219
10	1227	1235	1244	1252	1261	1269	1277	1286	1295	1303
11	1312	1321	1329	1338	1347	1356	1365	1374	1383	1393
12	1402	1411	1420	1430	1439	1449	1458	1468	1477	1487
13	1497	1507	1517	1527	1537	1547	1557	1567	1577	1588
14	1598	1608	1619	1629	1640	1650	1661	1672	1683	1693
15	1704	1715	1726	1738	1749	1760	1771	1783	1794	1806
16	1817	1829	1841	1852	1864	1876	1888	1900	1912	1924
17	1937	1949	1961	1974	1986	1999	2012	2024	2037	2050
18	2063	2076	2089	2102	2115	2129	2142	2156	2169	2183
19	2196	2210	2224	2238	2252	2266	2280	2294	2308	2323
20	2337	2352	2366	2381	2396	2411	2426	2441	2456	2471
21	2486	2501	2517	2532	2548	2563	2579	2595	2611	2627
22	2643	2659	2675	2692	2708	2725	2741	2758	2775	2792
23	2809	2826	2843	2860	2877	2895	2912	2930	2947	2965
24	2983	3001	3019	3037	3056	3074	3092	3111	3130	3148
25	3167	3186	3205	3224	3243	3263	3282	3302	3321	3341
26	3361	3381	3401	3421	3441	3462	3482	3503	3523	3544
27	3565	3586	3607	3628	3649	3671	3692	3714	3736	3758
28	3780	3802	3824	3846	3869	3891	3914	3937	3959	3982
29	4005	4029	4052	4076	4099	4123	4147	4171	4195	4219
30	4243	4267	4292	4317	4341	4366	4391	4417	4442	4467
31	4493	4518	4544	4570	4596	4622	4649	4675	4702	4728
32	4755	4782	4809	4836	4864	4891	4919	4947	4974	5003
33	5031	5059	5087	5116	5145	5174	5203	5232	5261	5290
34	5320	5350	5380	5410	5440	5470	5500	5531	5562	5593
35	5624	5655	5686	5718	5749	5781	5813	5845	5877	5910
36	5942	5975	6008	6041	6074	6107	6141	6174	6208	6242
37	6276	6311	6345	6380	6414	6449	6484	6520	6555	6591
38	6626	6662	6698	6735	6771	6808	6845	6881	6919	6956
39	6993	7031	7069	7107	7145	7183	7222	7261	7299	7339
40	7378	7417	7457	7497	7537	7577	7617	7658	7698	7739
41	7780	7821	7863	7905	7946	7988	8031	8073	8116	8159
42	8202	8245	8288	8332	8375	8419	8464	8508	8553	8597
43	8642	8687	8733	8778	8824	8870	8916	8963	9010	9056
44	9103	9151	9198	9246	9294	9342	9390	9439	9487	9536
45	9590	9630	9680	9730	9780	9830	9890	9940	9990	10040
46	10090	10140	10190	10240	10300	10350	10400	10460	10510	10560
47	10620	10670	10720	10780	10830	10890	10940	11000	11050	11110
48	11170	11220	11280	11340	11390	11450	11510	11570	11620	11680
49	11740	11800	11860	11920	11980	12040	12100	12170	12220	12280

ANEXO 3.2 Tabela Psicrométrica [Humidade relativa a 100 kPa para diferentes valores de T_w e de $(T_a - T_w)$] (T_a = temperatura do ar, em °C; T_w = temperatura do termómetro molhado, em °C)

T_w	$T_a - T_w$															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	100	62,8	38,5	17,5												
-9	100	73	49,5	29	11,3											
-8	100	74,5	52,2	32,8	16	1,4										
-7	100	75,9	54,8	36,4	20,3	6,4										
-6	100	77,2	57,2	39,6	24,3	11										
-5	100	78,4	59,3	42,7	28,1	15,3	4,2									
-4	100	79,5	61,4	45,5	31,5	19,3	8,6									
-3	100	80,5	63,2	48	34,7	22,9	12,6	3,6								
-2	100	81,4	65	50,4	37,6	26,3	16,4	7,7	0,1							
-1	100	82,3	66,6	52,6	40,3	29,5	19,9	11,5	4,1							
0	100	83	67,8	54,4	42,5	32	22,7	14,5	7,3	0,9						
1	100	83,7	69,2	56,3	44,9	34,7	25,8	17,8	10,8	4,6						
2	100	84,4	70,5	58,1	47,1	37,3	28,6	20,9	14,1	8	2,7					
3	100	85,1	71,7	59,8	49,2	39,7	31,3	23,8	17,1	11,2	6	1,4				
4	100	85,7	72,8	61,3	51,1	41,9	33,8	26,5	20	14,2	9,1	4,6	0,6			
5	100	86,2	73,9	62,8	52,9	44	36,1	29	22,7	17	12	7,5	3,6	0,1		
6	100	86,7	74,8	64,1	54,5	45,9	38,2	31,3	25,1	19,6	14,7	10,3	6,4	2,9		
7	100	87,2	75,7	65,4	56,1	47,8	40,3	33,5	27,5	22,1	17,2	12,9	9	5,6	2,5	
8	100	87,7	76,6	66,6	57,6	49,5	42,2	35,6	29,7	24,4	19,6	15,3	11,5	8,1	5	2,3
9	100	88,1	77,4	67,7	58,9	51	43,9	37,5	31,7	26,5	21,8	17,6	13,9	10,5	7,4	4,7
10	100	88,4	78	68,6	60	52,3	45,3	39	33,4	28,2	23,6	19,5	15,7	12,3	9,3	6,6
11	100	88,8	78,7	69,5	61,2	53,7	46,9	40,8	35,2	30,2	25,6	21,5	17,8	14,5	11,4	8,7
12	100	89,2	79,4	70,5	62,4	55	48,4	42,4	36,9	32	27,5	23,4	19,8	16,5	13,5	10,8
13	100	89,5	80	71,3	63,4	56,3	49	43,9	38,5	33,7	29,3	25,3	21,6	18,3	15,4	12,7
14	100	89,8	80,6	72,1	64,4	57,5	51,1	45,3	40,1	35,3	30,9	27	23,4	20,1	17,1	14,5
15	100	90,1	81,1	72,9	65,4	58,6	52,3	46,7	41,5	36,8	32,5	28,6	25	21,8	18,8	16,2
16	100	90,4	81,6	73,6	66,3	59,6	53,5	47,9	42,9	38,2	34	30,1	26,6	23,4	20,5	17,8
17	100	90,6	82,1	74,3	67,1	60,6	54,6	49,1	44,1	39,6	35,4	31,6	28,1	24,9	22	19,3
18	100	90,9	82,5	74,9	67,9	61,5	55,6	50,3	45,3	40,8	36,7	32,9	29,5	26,3	23,4	20,8
19	100	91,1	83	75,5	68,7	62,4	56,6	51,3	46,5	42,1	38	34,2	30,8	27,7	24,8	22,1
20	100	91,3	83,3	76	69,3	63,1	57,4	52,2	47,4	43	39	35,3	31,9	28,8	25,9	23,2
21	100	91,5	83,7	76,5	69,9	63,9	58,3	53,2	48,5	44,1	40,1	36,5	33,1	30	27,1	24,5
22	100	91,7	84,1	77	70,6	64,6	59,1	54,1	49,4	45,2	41,2	37,6	34,2	31,2	28,3	25,7
23	100	91,9	84,4	77,5	71,1	65,3	59,9	55	50,4	46,2	42,3	38,7	35,3	32,3	29,5	26,8
24	100	92,1	84,7	78	71,7	66	60,7	55,8	51,3	47,1	43,2	39,7	36,4	33,3	30,5	27,9
25	100	92,2	85	78,4	72,3	66,6	61,4	56,6	52,1	48	44,2	40,6	37,4	34,4	31,6	29
26	100	92,4	85,3	78,8	72,7	67,2	62,1	57,3	52,9	48,8	45,1	41,6	38,3	35,3	32,5	30
27	100	92,5	85,6	79,2	73,3	67,8	62,8	58,1	53,7	49,7	45,9	42,5	39,2	36,2	33,5	30,9
28	100	92,7	85,9	79,6	73,8	68,4	63,4	58,7	54,4	50,4	46,7	43,3	40,1	37,1	34,4	31,8
29	100	92,8	86,1	80	74,2	68,9	64	59,4	55,1	51,2	47,5	44,1	40,9	38	35,2	32,7
30	100	92,9	86,4	80,3	74,6	69,3	64,5	59,9	55,7	51,8	48,2	44,8	41,6	38,7	35,9	33,4
31	100	93	86,6	80,6	75	69,8	65	60,5	56,4	52,5	48,9	45,5	42,4	39,5	36,7	34,2
32	100	93,2	86,8	80,9	75,4	70,3	65,5	61,1	57	53,1	49,6	46,2	43,1	40,2	37,5	35
33	100	93,3	87	81,2	75,8	70,7	66	61,7	57,6	53,8	50,2	46,9	43,8	40,9	38,2	35,7
34	100	93,4	87,2	81,5	76,1	71,2	66,5	62,2	58,1	54,4	50,9	47,6	44,5	41,6	39	36,4
35	100	93,5	87,4	81,8	76,5	71,6	67	62,7	58,7	55	51,5	48,2	45,2	42,3	39,6	37,1
36	100	93,6	87,6	82	76,8	72	67,4	63,2	59,2	55,5	52,1	48,8	45,8	42,9	40,3	37,8
37	100	93,7	87,8	82,3	77,1	72,3	67,9	63,7	59,7	56,1	52,6	49,4	46,4	43,6	40,9	38,4
38	100	93,8	88	82,5	77,5	72,7	68,3	64,1	60,2	56,6	53,2	50	47	44,2	41,5	39,1
39	100	93,9	88,1	82,8	77,7	73,1	68,7	64,5	60,7	57,1	53,7	50,5	47,5	44,7	42,1	39,7

ANEXO 3.3 Tabela Psicrométrica [Tensão de vapor, em Pa, à pressão atm. de 100 kPa, para diferentes valores de T_w e de $T_a - T_w$]. (T_a = temperatura do ar, em °C; T_w = temperatura do termómetro molhado, em °C)

T_w	$T_a - T_w$															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	260	190	130	60												
-9	284	240	180	110	50											
-8	310	270	200	140	70	10										
-7	338	300	230	170	100	30										
-6	368	330	260	190	130	60										
-5	402	360	290	230	160	90	30									
-4	437	390	320	260	190	130	60									
-3	476	420	360	290	230	160	100	30								
-2	517	460	400	330	270	200	130	70								
-1	562	500	440	370	310	240	170	110	40							
0	611	545	478	412	346	279	212	145	78	11						
1	657	591	524	458	391	325	258	191	124	56						
2	705	639	573	507	440	374	307	240	173	105	38					
3	758	691	625	559	492	426	359	292	225	157	90	22				
4	813	747	681	614	548	481	414	347	280	213	145	78	10			
5	872	806	740	673	607	540	473	406	339	272	204	137	69	1		
6	935	869	802	736	669	603	536	469	402	334	267	199	132	64		
7	1001	935	869	803	736	669	603	536	468	401	334	266	198	130	62	
8	1072	1006	940	873	807	740	673	606	539	472	405	337	269	201	133	65
9	1147	1081	1015	949	882	815	749	682	615	547	480	412	344	277	209	140
10	1227	1160	1093	1026	959	892	824	756	688	620	552	484	415	347	278	209
11	1312	1245	1178	1111	1044	976	909	841	773	705	637	568	500	431	362	293
12	1402	1335	1268	1201	1133	1066	998	931	863	795	727	658	590	521	452	383
13	1497	1430	1363	1296	1229	1161	1094	1026	958	890	822	753	685	616	547	478
14	1598	1531	1464	1397	1329	1262	1194	1127	1059	991	922	854	786	717	648	579
15	1704	1638	1571	1503	1436	1369	1301	1233	1165	1097	1029	9561	892	824	755	686
16	1817	1750	1683	1616	1549	1482	1414	1346	1278	1210	1142	1074	1005	937	868	799
17	1937	1870	1803	1736	1668	1601	1533	1466	1398	1330	1262	1193	1125	1056	987	918
18	2063	1996	1929	1862	1795	1727	1660	1592	1524	1456	1388	1319	1251	1182	1113	1045
19	2196	2130	2063	1995	1928	1861	1793	1725	1657	1589	1521	1453	1384	1316	1247	1178
20	2337	2270	2202	2134	2066	1998	1929	1861	1792	1723	1655	1585	1516	1447	1377	1307
21	2486	2418	2351	2283	2215	2147	2078	2010	1941	1872	1803	1734	1665	1595	1526	1456
22	2643	2575	2508	2440	2372	2304	2235	2167	2098	2029	1960	1891	1822	1752	1683	1613
23	2809	2741	2673	2605	2537	2469	2401	2332	2264	2195	2126	2057	1987	1918	1848	1770
24	2983	2916	2848	2780	2712	2644	2575	2507	2438	2369	2300	2231	2162	2093	2023	1953
25	3167	3099	3032	2964	2896	2828	2759	2691	2622	2553	2484	2415	2346	2277	2207	2137
26	3361	3293	3226	3158	3090	3021	2953	2885	2816	2747	2678	2609	2540	2470	2401	2331
27	3565	3497	3430	3362	3294	3225	3157	3089	3020	2951	2882	2813	2744	2674	2605	2535
28	3780	3712	3644	3576	3508	3440	3372	3303	3235	3166	3097	3028	2958	2889	2819	2750
29	4005	3938	3870	3802	3734	3666	3598	3529	3460	3392	3323	3254	3184	3115	3045	2976
30	4243	4175	4106	4038	3969	3900	3831	3761	3692	3622	3553	3483	3413	3343	3272	3202
31	4493	4424	4356	4287	4218	4149	4080	4011	3942	3872	3802	3733	3662	3592	3522	3452
32	4755	4687	4618	4550	4481	4412	4343	4273	4204	4134	4065	3995	3925	3855	3784	3714
33	5031	4962	4894	4825	4756	4687	4618	4549	4480	4410	4340	4270	4200	4130	4060	3989
34	5320	5252	5183	5114	5046	4977	4908	4838	4769	4699	4630	4560	4490	4420	4349	4279
35	5624	5555	5487	5418	5349	5280	5211	5142	5073	5003	4933	5863	4793	4723	4653	4582
36	5942	5874	5805	5737	5668	5599	5530	5461	5391	5322	5252	5182	5112	5042	4971	4901
37	6276	6208	6139	6071	6002	5933	5864	5795	5725	5656	5586	5516	5446	5376	5305	5235
38	6626	6558	6490	6421	6352	6283	6214	6145	6075	6006	5936	5866	5796	5726	5656	5585
39	6993	6925	6857	6788	6719	6650	6581	6512	6442	6373	6303	6233	6163	6093	6023	5952

ANEXO 3.4. Guião para a classificação rápida dos tipos e subtipos climáticos segundo Köppen [T_{ann} = Temperatura média anual (°C); T_{min} = Temperatura média mensal do mês mais frio (°C); T_{max} = Temperatura média do mês quente (°C); T_{ann} = Temperatura média anual (°C); R_{ann} = Precipitação total anual (mm); R_{min} - Precipitação do mês mais seco (mm); $R_{máx}$ - Precipitação do mês mais húmido (mm)]

Tipo e subtipos	Descrição	Critério
A	Climas tropicais/quentes	$T_{min} > 18^{\circ}\text{C}$
Af	Climas sempre húmidos de floresta tropical	$R_{min} > 60\text{mm}$
Am	Climas de monção	$100 - R_{ann}/25 < R_{min} < 60\text{mm}$
Aw	Clima tropical de savana com inverno seco	$R_{min} < 60\text{mm}; R_{min} < 100 - R_{ann}/25$
B	Climas secos	$R_{ann} < 2T_{ann} + 14$ (R uniforme); $R_{ann} < 2T_{ann}$ (R máx. no inverno); $R_{ann} < 2T_{ann} + 28$ (R máx. no verão)
BS	Climas de Estepe	$R_{ann} > T_{ann} + 7$ (R uniforme); $R_{ann} > T_{ann} + 14$ (R máx. no verão); $R_{ann} > T_{ann}$ (R máx. no inverno)
BW	Climas de Deserto	$R_{ann} < T_{ann} + 7$ (R uniforme); $R_{ann} < T_{ann} + 14$ (R máx. no verão); $R_{ann} < T_{ann}$ (R máx. no inverno)
C	Climas temperados/mesotérmicos	$-3^{\circ}\text{C} < T_{min} < 18^{\circ}\text{C}$
Cs	Climas temperados com verão seco	$R_{min} < 40\text{mm}; R_{min} < (R_{máx}/3)$
Cw	Climas temperados com inverno seco	$R_{min} < 40\text{mm}; R_{máx} \geq 10R_{min}$
Cf	Climas temperados sempre húmidos	$R_{min} > 40\text{mm}$
D	Climas frios/microtérmicos	$T_{min} < -3^{\circ}\text{C}; T_{max} > 10^{\circ}\text{C}$
Ds	Climas frios com verão seco	$R_{min} < 40\text{mm}; R_{min} < (R_{máx}/3)$
Dw	Climas frios com inverno seco	$R_{min} < 40\text{mm}; R_{máx} \geq 10R_{min}$
Df	Climas frios sempre húmidos	$R_{min} > 40\text{mm}$
E	Climas polares	$T_{min} < -3^{\circ}\text{C}; T_{max} < 10^{\circ}\text{C}$
ET	Clima de Tundra	$0^{\circ}\text{C} < T_{max} < 10^{\circ}\text{C}$
EF	Clima de gelo permanente	$T_{max} < 0^{\circ}\text{C}$

LISTA DE SÍMBOLOS

A	área (m^2)
CEET	concentração Estival da Eficiência Térmica (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)
c_p	calor específico a pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$),
D	défice anual (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (mm)
DS	défice de saturação (Pa, g m^{-3} ou %)
E	(1) poder emissivo ou energia emitida por um corpo negro (W m^{-2})
	(2) evaporação de água ($\text{g m}^2 \text{ s}^{-1}$, mm)
E	tensão de vapor (kPa)
ET	eficiência térmica (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (mm)
e_a	tensão (ou pressão) de vapor atual (kPa)
e_s	tensão (ou pressão) máxima de vapor de água (kPa)
ET	evapotranspiração (mm)
ETp	evapotranspiração potencial (mm)
ETr	evapotranspiração real (mm)
g	aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m s}^{-2}$)
G	fluxo de energia trocado entre uma superfície e o meio subjacente (solo por ex.) (W m^{-2})
H	fluxo de energia entre a superfície e o ar (W m^{-2})
HR	humidade relativa (%)
I_{hu}	índice de humidade (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)
I_a	índice de aridez (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)
I_{hi}	índice hídrico (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (%)
$L\downarrow$	radiação atmosférica (W m^{-2})
$L\uparrow$	radiação terrestre (W m^{-2})

LE	calor latente ($W m^{-2}$)
m	massa de volume de ar (kg)
m_d	massa de ar seco (= 28,966 g) (kg)
m_w	massa de vapor de água (=18g) (kg)
p	pressão atmosférica atual (Pa, mb, mmHg)
P	pressão atmosférica normal (= 101,3 kPa = 1013,25 mb = 760 mm Hg).
q	humidade específica ($kg kg^{-1}$)
R	(1) constante universal dos gases (= 287,05 J $kg^{-1} K^{-1}$) (2) precipitação (mm)
R_n	balanço de radiação ou a radiação líquida ($W m^{-2}$)
R_{nl}	radiação de grande comprimento de onda ($W m^{-2}$)
R_{ns}	radiação de curto comprimento de onda ($W m^{-2}$)
S	superavit anual (Classif. Racional dos Climas de Thornthwaite) (mm)
$S\downarrow$	radiação solar global ($W m^{-2}$)
$S\uparrow$	radiação solar refletida ($W m^{-2}$)
$S\downarrow_{dir}$	radiação solar direta ($W m^{-2}$)
$S\downarrow_{dif}$	radiação solar difusa ($W m^{-2}$)
t	tempo (s, horas)
T	temperatura absoluta do corpo (K)
T_a	temperatura do fluido (ar) ($^{\circ}C$)
T_i	temperatura irradiativa ($^{\circ}C$ ou K)
T_o	temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$)
T_v	temperatura virtual ($^{\circ}C$)
T_w	temperatura do termómetro molhado($^{\circ}C$)
v	volume (m^3)
w	razão de mistura ($Kg Kg^{-1}$)
Δp	diferença de pressão (Pa)
ΔR	variação da quantidade da precipitação (mm)

Δt	intervalo de tempo (s)
Δz	espessura de uma camada da atmosfera (m, Km)
ε	emissividade de um corpo
κ	constante de Poisson para o ar seco ($= R/c_p$)
λ	calor latente de vaporização (MJ Kg^{-1})
ρ	(1) densidade do ar ($1,2250 \text{ Kg m}^{-3}$, ao nível do mar)
	(2) albedo (%)
θ	temperatura potencial (K)
σ	constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).
χ	humidade absoluta (g m^{-3})
χ_a	humidade absoluta atual (g m^{-3})
χ_s	humidade absoluta máxima (g m^{-3})

Capítulo 4

Precipitação

Carlos Miranda Rodrigues

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

1. Generalidades

Por precipitação entende-se toda a água meteórica que, provindo do vapor de água da atmosfera, atinge a superfície do Globo. Por água meteórica, deve entender-se aquela constituinte da chuva, chuvisco, aguaceiro, neve, granizo, orvalho e geada. Pela sua importância no gerar do escoamento, a chuva é o tipo de precipitação mais importante em hidrologia.

A quantidade de precipitação numa região é fundamental para a determinação, entre outros, das necessidades de rega de culturas, ou do abastecimento doméstico e industrial. A intensidade de precipitação é importante para a determinação das pontas de cheia e determinante nos estudos de erosão.

As características principais da precipitação são o seu total, a duração e a sua distribuição no espaço e no tempo. A quantidade de precipitação só tem significado quando associada a uma duração. Por exemplo, valores de 100 mm podem ser baixos para um mês da estação húmida mas, é bastante num dia e uma excecionalidade se ocorrer numa hora.

A ocorrência de precipitação é um fenómeno puramente aleatório que não possibilita previsões com grande antecedência. Por isso, o tratamento dos dados de precipitação passa, na maioria dos casos, por aplicação de técnicas de inferência estatística no sentido de estimar a magnitude dos eventos pluviosos em função de uma dada probabilidade de ocorrência.

Para que haja precipitação, é necessário que ocorra um desequilíbrio térmico ao nível das nuvens provocado pela condensação do vapor de água, sempre que a temperatura desça abaixo do ponto de saturação da massa de ar.

A condensação, só por si, não conduz a um aumento das gotas de água ao ponto de se verificar o seu desprendimento e queda, pela ação da gravidade. É necessário que ocorra, em simultâneo, a fusão sucessiva das micro gotas, que vão assim aumentando de tamanho – processo de coalescência direta.

Para que a chuvada se efetive com uma duração determinada, é fundamental a convergência horizontal do vapor de água no sentido das camadas atmosféricas sob as nuvens. Deste modo, acumula-se água líquida junto à nuvem para posterior reposição das perdas de água, à medida que esta vai precipitando. Quando o mecanismo de convergência horizontal diminui ou eventualmente troca de sentido (divergência), a precipitação reduz-se ou cessa podendo, no caso de haver divergência, levar à dissipação das nuvens.

A Figura 4.1 esquematiza o mecanismo de precipitação acima descrito.

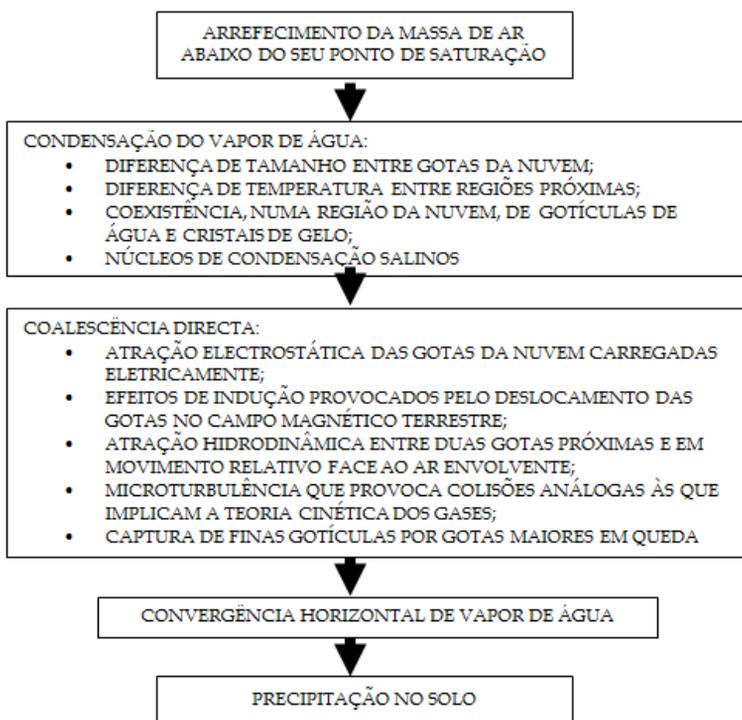


Figura 4.1. Sequência dos processos envolvidos no mecanismo da precipitação (extraído de Rodrigues, 1986).

2. Classificação das precipitações

Dependendo do mecanismo que condiciona a elevação do ar húmido até às camadas mais frias da atmosfera, assim as precipitações são classificadas em convectivas, orográficas e frontais (ou ciclónicas).

2.1 Precipitações convectivas

As precipitações convectivas são aquelas que têm origem no aquecimento direto de uma massa de ar sobre a superfície terrestre. Regista-se então, uma brusca ascensão de ar menos denso que atinge a sua temperatura de condensação com a conseqüente formação das nuvens e, muitas vezes, originando precipitação (Figura 4.2).

As chuvadas convectivas são características das regiões equatoriais embora possam ocorrer também nas nossas condições durante o verão. São geralmente chuvas de grande intensidade e reduzida duração, muito localizadas e normalmente acompanhadas de trovoadas. A sua ocorrência conduz a inundações nas bacias hidrográficas de menor dimensão.

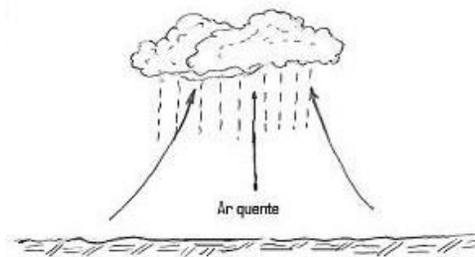


Figura 4.2. Processo convectivo da precipitação.

2.2 Precipitação orográficas

Tal como o seu próprio nome induz, a orografia tem ação preponderante na sua génese. Ocorrem quando, impelida pelo vento, uma massa de ar encontra uma cadeia montanhosa que a obriga a ascender, por deslizamento sobre as vertentes, até arrefecer abaixo do ponto de saturação formando as nuvens e posteriormente, dando origem à precipitação (Figura 4.3).

As encostas orientadas a barlavento (voltadas ao vento) acabam por registar valores de precipitação bastante elevados quando comparados com as encostas de sotavento, porque a maior parte da

humidade é descarregada durante a ascensão. Este facto leva a que a sotavento se criem, em certos casos, zonas semiáridas – efeito da chamada sombra pluviométrica – porque ao chegarem a tais zonas, as massas de ar encontram-se já exauridas da humidade.

As precipitações de origem orográfica traduzem-se por chuvadas de reduzida intensidade embora possam prevalecer por largos períodos de tempo.

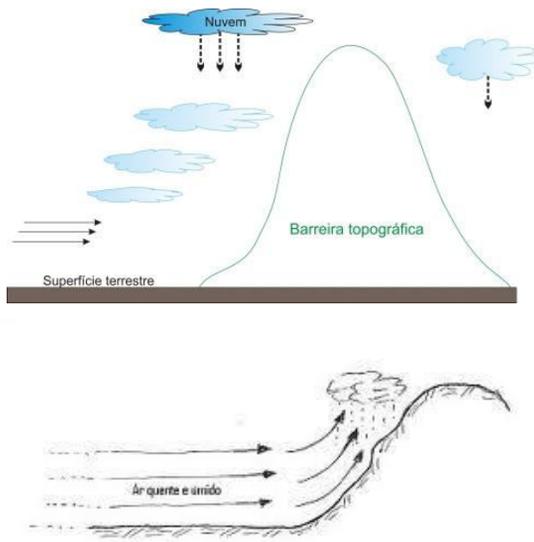


Figura 4.3. Processo orográfico da precipitação.

2.3 Precipitações ciclónicas ou frontais

São precipitações associadas à passagem de uma perturbação ciclónica podendo a ascensão do ar ser provocada por uma depressão barométrica ou pelo contacto entre duas massas de ar, uma quente e outra fria (Figura 4.4).

As chuvas de origem ciclónica ou frontal são de grande duração, com intensidades médias, mas afetando grandes áreas. Por vezes são acompanhadas por ventos fortes de circulação ciclónica. A sua grande duração acaba por conduzir, muitas vezes, à formação de cheias em grandes bacias.

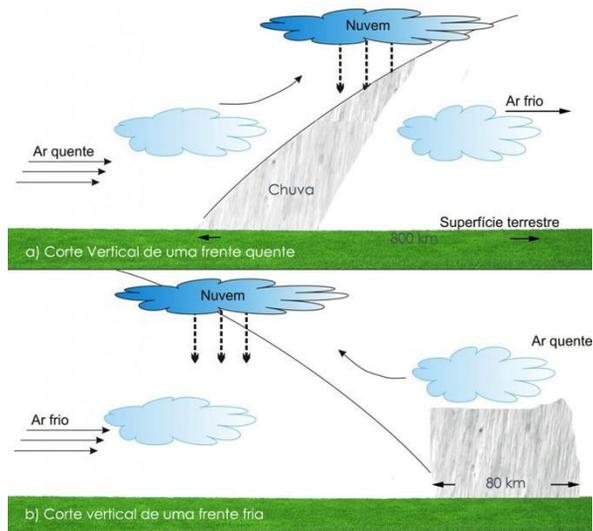


Figura 4.4. Processo frontal de precipitações.

3. Medição da precipitação

Qualquer superfície que retenha a água da chuva pode, na prática, servir para a quantificar a quantidade de precipitação verificada num determinado local. Quanto se divide o total precipitado pelo tempo de duração daquele evento, obtemos a intensidade da respetiva chuvada.

A quantidade de precipitação, P , é expressa em milímetros (mm) e traduz a quantidade de precipitação correspondente a um volume de um litro por um metro quadrado de superfície ($1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha} = 1000 \text{ m}^3/\text{km}^2$).

A intensidade média de precipitação, i_m , é normalmente expressa em milímetros por hora (mm/h) tal que:

$$i_m = \Delta P / \Delta t \quad (4.1)$$

com ΔP e Δt representando respetivamente o total precipitado (mm) num determinado intervalo de tempo (horas).

Numa situação limite, traduzida pela aproximação a zero da duração da chuvada, podemos definir uma intensidade instantânea de precipitação, i :

$$i = \partial P / \partial t \quad (4.2)$$

3.1 Aparelhos de medição da precipitação

A necessidade de comparação dos valores de precipitação entre os diversos locais, levou à padronização dos equipamentos de medida. Surgiram, assim, os udómetros ou pluviómetros padronizados – Figura 4.5. Estes aparelhos possibilitam a medição discreta da precipitação.

Os udómetros são normalmente constituídos por:

- anel circular que limita a área de receção;
- funil cuja projeção constitui a superfície recetora (100 a 1000 cm²);
- recipiente para acumulação de água;
- proveta graduada.

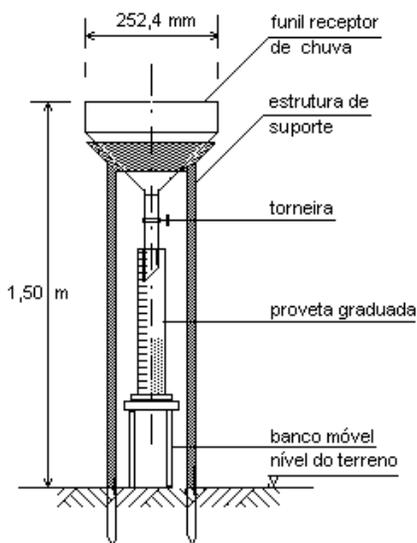


Figura 4.5. Udómetro.

As medições de rotina num udómetro são realizadas diariamente às 9:00 horas TMG. Nestas condições os valores diariamente registados resultam da acumulação da chuva nas 24 horas anteriores e o parâmetro medido é a precipitação diária. Em situações excecionais e quando se pretende obter quantidades ou intensidades de precipitação inferiores às diárias, o intervalo entre observações dos udómetros pode ser encurtado.

Os registos contínuos da precipitação [$P = P(t)$] são obtidos com recurso aos udógrafos ou pluviógrafos. Nestes aparelhos, a proveta de medida é substituída por mecanismos de registo, em gráfico, das

quantidades de precipitação (relógio, tambor, aparo). Os mais comuns são os de boia e sifão e os basculantes cujo princípio de funcionamento está ilustrado nas Figura 4.6 e 4.7.

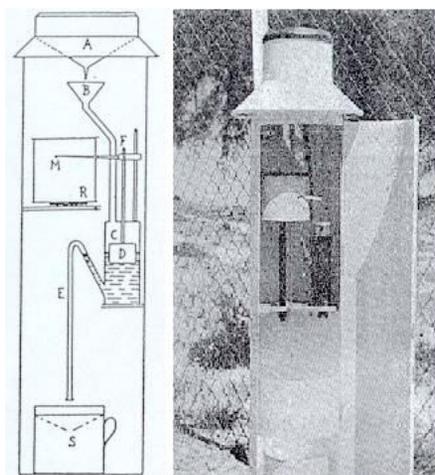


Figura 4.6. Udógrafo de boia e sifão.

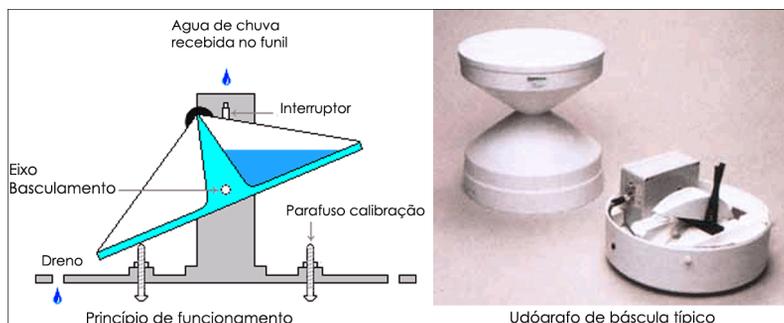


Figura 4.7. Udógrafo de báscula.

O registo gráfico de um udómetro toma o nome de udograma. Na Figura 4.8 apresenta-se o registo gráfico de um udógrafo de boia e sifão relativo ao temporal de 15 a 17 de novembro de 1967 na região de Lisboa. Registe-se que este temporal levou à ocorrência de inundações graves na bacia do Alenquer e Trancão com centenas de vítimas mortais.

O tratamento dos dados de precipitação medidos pelos udógrafos obriga à leitura dos respetivos udogramas através de mesas e de programas próprios de digitalização. Este processo é muito demorado e trabalhoso.

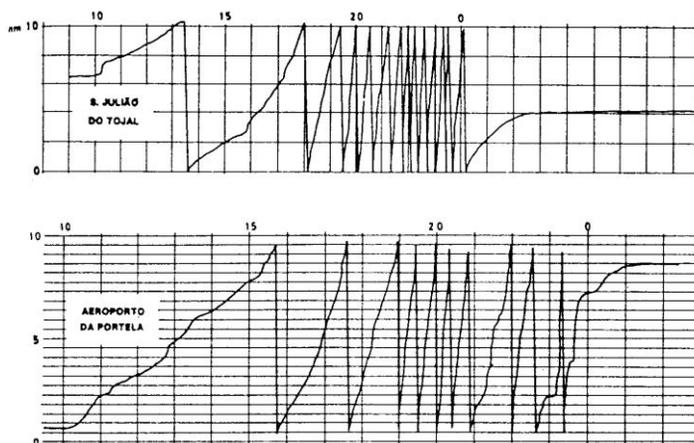


Figura 4.8. Udograma do temporal de novembro de 1967: estação de S. Julião do Tojal. (extraído de Lencastre, 2003).

Atualmente, com o advento das novas tecnologias, os udómetros vem munidos com sistemas de aquisição de dados (*data logger*) que disponibilizam a informação já no formato digital, quer localmente quer remotamente, quando acoplados a um sistema de teletransmissão (rádio, telefone, GSM, satélite, etc.). Os registos podem, então ser descarregados diretamente nas bases de dados, sem necessidade de prévio processamento.

A Figura 4.9 mostra, a título de exemplo, o circuito de aquisição de dados do Sistema de Vigilância e Alerta de Recursos Hídricos (SVARH) em funcionamento no Instituto da Água (INAG) o qual, usa a rede telefónica para a transmissão dos dados de precipitação.

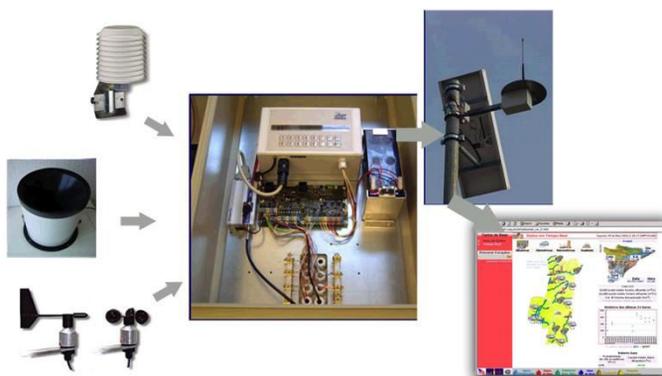


Figura 4.9. Sistema de aquisição de dados do SVARH

3.2 Rede udométrica

O conjunto de aparelhos de medida da precipitação associados a uma região constitui a rede udométrica. A densidade da rede udométrica (número de udómetros por 1000 km²) depende dos objetivos que presidem à sua instalação. Assim, quando se pretende apenas a caracterização climática da região, a densidade utilizada é menor que aquela necessária para uma correta caracterização hidrológica dos locais. Como exemplo refira-se o que se passa com a rede do IPMA (Instituto Português do Mar e da Atmosfera, onde cerca de 100 postos udométricos são suficientes para caracterizar, em termos meteorológicos o País, quando comparada com a rede udométrica da responsabilidade Agencia Portuguesa do Ambiente (ex. Direções Regionais do Ambiente e INAG), fundamental para a caracterização das disponibilidades hídricas e que, por isso, é constituída por cerca de 700 postos.

A Figura 4.10 mostra a distribuição espacial dos postos de determinação da precipitação constituintes da rede udométrica do País. A densidade média da rede é de 1/100km².

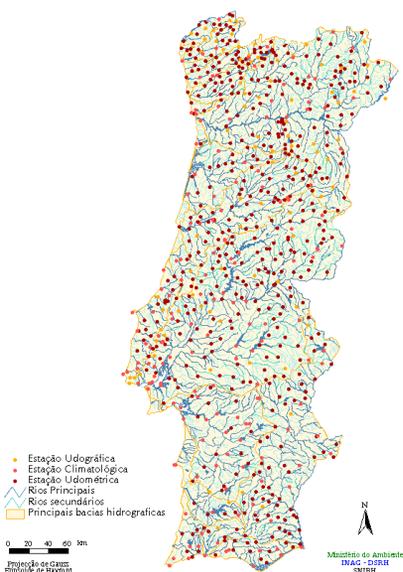


Figura 4.10. Rede udométrica nacional.

A instalação de cada um dos udómetros nos locais definidos pela rede, obedece a um conjunto de regras padrão. Os locais de instalação devem estar desimpedidos de obstáculos que, de algum modo, possam influenciar as quantidades de precipitação captadas pela área de receção do udómetro. Salvo algumas exceções, a altura da boca do udómetro, em

relação ao terreno, não deve ser superior a 1,5 metros, nem inferior a 0,5 metros. A distância aos obstáculos mais próximos deve ser, no mínimo, duas vezes superior à altura do respetivo obstáculo - Figura 4.11.



Figura 4.11. Diretivas para a localização de uma estação udométrica.

3.3 Precipitação em área

Os udómetros medem a precipitação registada no seu local de implantação. Constituem assim, medições pontuais daquele parâmetro.

As medições em área são também possíveis com recurso aos satélites e radares meteorológicos. Através de satélite, é possível observar o deslocamento das grandes massas de ar na atmosfera e estimar fenómenos convectivos resultantes da transformação hipotética do vapor de água existente numa coluna da atmosfera, em água líquida, associada a uma determinada área.

Com recurso ao radar, é possível caracterizar eventos de precipitação mais em pormenor, de forma contínua, tanto no espaço como no tempo. O radar fornece uma medida volumétrica da precipitação, com grande detalhe espacial tanto na direção horizontal como vertical. O recurso a esta ferramenta para avaliação da precipitação em área necessita de prévia calibração a partir da rede udométrica.

Uma das principais vantagens que advêm da utilização do radar em termos hidrológicos, reside na possibilidade de prever, por antecipação de algumas horas, a ocorrência de precipitação e o sentido de deslocamento das superfícies frontais. A Figura 4.12 mostra uma imagem de radar relativa a um evento pluvioso, obtida a partir de um radar do Instituto de Meteorologia instalado em Loulé.

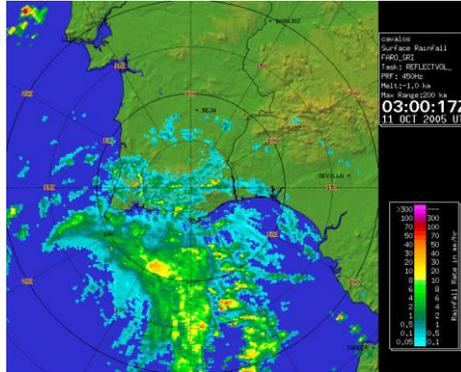


Figura 4.12. Padrões de precipitação obtidos através do radar de Loulé (<http://www.meteo.pt>).

A precipitação em área pode, todavia, ser estimada a partir dos valores pontuais da precipitação recolhidos nas estações udométricas e udográficas. Pode-se recorrer a uma média simples dos valores dos postos contidos na área em causa, ou então, ponderar a influência de cada posto tendo em conta a sua distribuição espacial.

O recurso a uma média simples só é justificável quando não é exigido rigor de cálculo, quando a rede udométrica é uniformemente distribuída no espaço relativamente à área em questão e, nas condições de as precipitações médias de cada posto não diferirem significativamente.

Preferencialmente, deve ser sempre ponderada a influência que cada posto exerce na área em estudo. A precipitação ponderada é então, obtida por:

$$P_p = \sum_1^N k_i p_i \quad (4.3)$$

$$k_i = \frac{a_i}{A}$$

em que: P_p - precipitação ponderada na área; N - número de postos influentes; k_i - fator de ponderação do posto i ; p_i - precipitação no posto i ; A - área total; a_i - área de influência do posto i .

O fator de ponderação de cada posto pode ser obtido por vários métodos com destaque para: método dos polígonos de Thiessen, método das isoietas e método dos polígonos de Thiessen modificados.

a) método dos polígonos de Thiessen - baseia-se no pressuposto de atribuir o mesmo valor de precipitação registado no udómetro, a todos

os pontos cuja distância aquele udómetro é menor que a qualquer outro da rede.

As áreas de influência são obtidas a partir de uma malha de polígonos formados pelas mediatrizes dos lados dos triângulos com vértices nos postos udométricos – Figura 4.13.

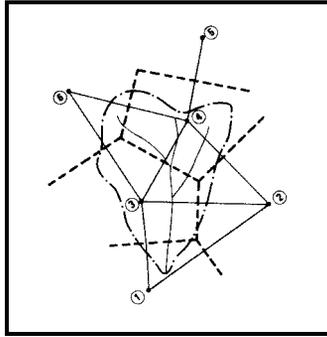


Figura 4.13. Traçado dos polígonos de Thiessen.

O polígono que contém um posto udométrico, limita a área de influência desse posto, dentro da qual se considera a precipitação uniforme e igual à que nele se regista. O valor de k_i para cada posto udométrico, resulta da razão entre a área do polígono de influência e a área total da bacia.

b) método da isoietas – o recurso a este método, obriga ao traçado de linhas de igual valor de precipitação durante um determinado intervalo de tempo – Figura 4.14. O valor de k_i é então, obtido pela razão entre a área entre duas isoietas consecutivas e a área total da bacia. O valor de p_i na expressão (4.3) resulta da média de precipitação entre duas isoietas contíguas.

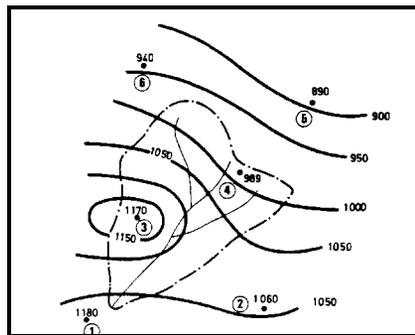


Figura 4.14. Isoietas num dado ano hidrológico.

c) **método dos polígonos de Thiessen modificado** – é um método misto relativamente aos anteriores, no qual o valor de k_i é multiplicado por um fator modificador, w_i , que resulta da razão entre a precipitação média sobre o polígono de influência da estação i a uma escala superior, deduzida pelo método das isoietas, r_i' , e precipitação média na estação i a essa escala superior, r_i , tal que $w_i = \frac{r_i'}{r_i}$.

4. Distribuição espaço-temporal da precipitação

A distribuição da precipitação, tanto no espaço como no tempo, está longe de ser uniforme. As variações observadas têm carácter eventual, quando associadas a uma escala temporal pequena (horária, diária ou semanal) condicionada por condições climáticas locais, ou possuem carácter sistemático, condicionadas pelo clima global, onde a escala temporal será totalizadora das precedentes (mensal, semestral, anual ou multianual).

A Figura 4.15 esquematiza as variações espaço-temporais da precipitação e os principais fatores condicionantes do carácter eventual ou sistemático da precipitação.

		VARIACÕES DA PRECIPITAÇÃO	
		EVENTUAIS	SISTEMATICAS
ESCALA	ESPACIAL	Local	Global
	TEMPORAL	Sub-horária Horária Diária Semanal	Mensal Semestral Anual Multianual
FACTORES CONDICIONANTES PRINCIPAIS	GEOGRAFICOS	Altitude Afastamento do Mar Orientação das vertentes e sua pendente	Latitude
	METEOROLÓGICOS	Deslocação das massas de ar Vento	Circulação Geral da Atmosfera
	FISICOS	Temperatura Pressão	Radiação Solar

Figura 4.15. Variações espaço-temporais da precipitação (Rodrigues, 1986).

4.1 Estruturas espaço-temporais da precipitação

Na Figura 4.16 são expostas cinco regularidades estruturais da precipitação. As suas características espaço-temporais são:

- as áreas sinópticas, com extensões superiores a 10^4 km² e persistência de um a vários dias;
- as áreas de grande meso escala, com extensões de 10^3 a 10^4 km² e duração de vários dias, podendo existir até seis em simultâneo dentro de uma área sinóptica;
- as áreas de pequena meso escala, com extensões de 10^2 a 10^3 km² e duração de poucas horas, existindo dentro das anteriores;
- os “cachos” de células convectivas, existindo dentro e fora das áreas anteriores, com áreas idênticas;
- as células convectivas, com áreas de 10 a 30 km², dependendo do tipo de chuvada.

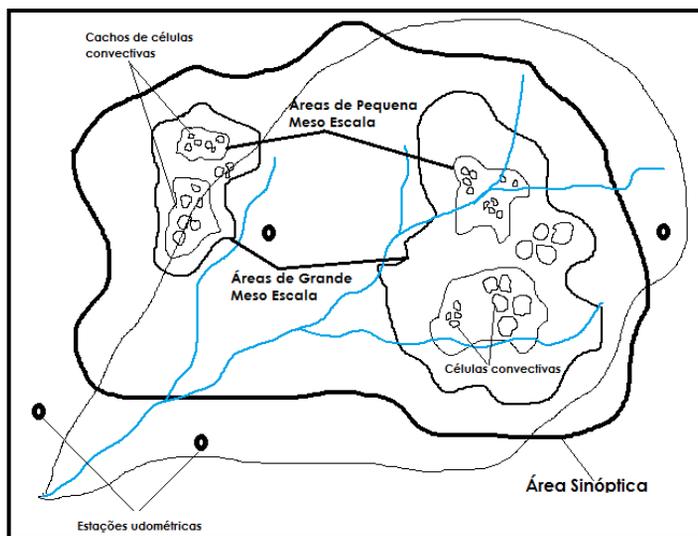


Figura 4.16. Estruturação dos sistemas de precipitação.

A intensidade de precipitação aumenta e a duração das chuvadas diminui à medida que se desce na escala hierárquica:

Escala sinóptica → Meso Escala → Convectiva

4.2 Tendência da variação espacial

A precipitação numa dada região cresce com a altitude até valores da ordem dos 2000 a 3000 metros. Este efeito é mais notório numa cadeia de montanhas que num pico isolado e resulta das precipitações de origem orográficas, já anteriormente referidas.

Com o aumento da altitude diminui, em termos relativos, a precipitação na forma de chuva e passa a ter mais importância a precipitação na forma sólida, normalmente neve. Define-se, então, o coeficiente de nevões como o valor percentual de precipitação na forma de neve em relação ao total precipitado em ano médio. Valores usuais para o coeficiente de nevões em função da altitude, são os da Quadro 4.1.

Quadro 4.1. Valores do coeficiente de nevões.

<u>Altitude (m)</u>	<u>Coeficiente de nevões (%)</u>
500	10
1000	20
2000	50
<u>3000</u>	<u>85</u>

A inclinação e orientação das encostas exerce forte influência no modo como a precipitação se distribui no espaço. A pluviosidade tende a ser maior a barlavento que a sotavento devido ao efeito orográfico.

Em igualdade de altitude e orientação de encosta, a pluviosidade diminui com o afastamento ao mar.

Embora na prática não se tomem geralmente em conta estas variações, podem ser cometidos erros apreciáveis no registo de valores principalmente quando relativos a pontos de medição isolados e os intervalos de tempo são reduzidos. Algum aumento de rigor pode ser obtido corrigindo os valores medidos, em vertentes inclinadas, através do coeficiente r , determinado por:

$$r = 1 \pm \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \theta} \cos \mu \quad (4.4)$$

em que: α - pendente do terreno; θ - inclinação da trajetória das gotas em relação à horizontal; μ - ângulo entre o plano das trajetórias das gotas e o plano que contém a linha de maior declive do terreno.

A diferenciação espacial da precipitação com a altitude, aconselha que o traçado das isoietas seja realizado com base na interpolação linear com a altitude e não com a distância que separa os postos udométricos em análise, como é prática comum.

Na Figura 4.17 esquematiza-se o traçado das isolinhas de precipitação por interpolação linear com a distância e com a altitude. Verificamos que neste último caso o desenho das isoietas é mais consentâneo com a realidade pois, é de esperar que a precipitação pouco varie na zona plana até ao sopé da elevação e, então ai, começar a aumentar em concordância com o aumento de altitude. Este facto não é evidenciado quando a interpolação se faz com base na distância entre os postos.

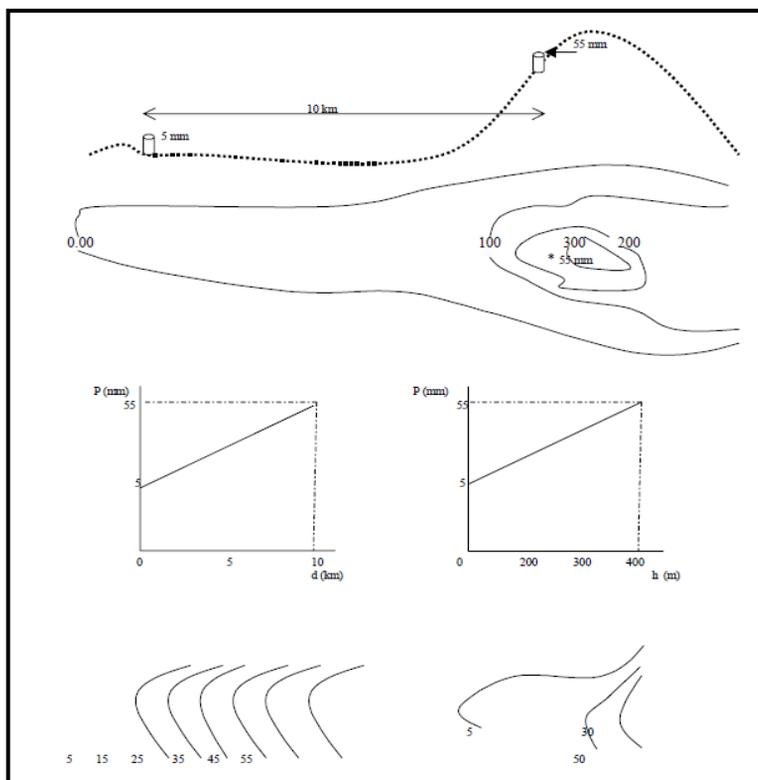


Figura 4.17. Modalidades usadas no traçado das isolinhas de precipitação.

A distância ao mar tem também influência na forma como a pluviosidade se distribui. Em igualdade de altitude e orientação, a precipitação é maior nas zonas costeiras do que no interior do território.

4.3 Postos udométricos virtuais

Com o objetivo de possibilitar uma melhor definição das isoietas, tendo em conta o relevo, é necessário por vezes determinar valores de precipitação em locais onde não existem medições pluviométricas. Os dados assim obtidos permitem constituir séries de valores associados aquele ponto em concreto, os quais podem sofrer tratamento posterior como se se tratasse de mais um posto udométrico da rede.

A criação destes *postos udométricos virtuais* é uma prática corrente quando se procede ao desenho automático das isoietas através de programas computacionais. Nessas condições é necessário atribuir informação pluviométrica georreferenciada aos locais de indefinição da rede (limites da área, zonas altas e vertentes de encosta sem registos, etc.).

A metodologia para a definição dos postos virtuais passa por:

- desenhar as isoietas com base nos postos de precipitação existentes;

- comparar a carta de isoietas com a carta altimétrica no sentido de detetar inconsistências devido à deficiente cobertura da rede udométrica;

- definição dos pontos para os quais se justifica a criação de estações virtuais e determinação da sua altitude;

- estimar a precipitação média anual nas estações udométricas virtuais, P_v , com base na informação dos postos vizinhos, através de uma relação linear precipitação-altitude do tipo:

$$\bar{P}_v = a + Alt_i \times b \quad (4.5)$$

onde, Alt_i representa a altitude do posto virtual e a e b são parâmetros da regressão;

- desagregar as precipitações anual média em precipitações anuais, utilizando o método do inverso da distância:

$$\frac{(P_v)_i}{P_v} = \sum_{n=1}^N A_n \frac{(P_n)_i}{P_n} \quad (4.6)$$

onde:

$(P_v)_i$ - precipitação anual, na *estação virtual*, no ano i ;

P_v - precipitação média anual, na *estação virtual*, no período em estudo;

N - número de postos utilizados;

$(P_n)_i$ - precipitação anual, no posto n , no ano i ;

P_n - precipitação média anual, no posto n , no período em estudo;

A_n - coeficiente de ponderação que traduz o inverso da distância que separa a estação virtual dos restantes postos: $(1/r_{n-v})$

5. Preenchimento de falhas nos registos

Salvo raras exceções as séries de dados comportam falhas de registos. Para completar os registos associados a uma estação da rede pode recorrer-se aos dados disponíveis nas estações vizinhas com regime similar de funcionamento. Este problema pode ser resolvido pela utilização de vários métodos: média aritmética, rácio médio, inverso da distância, correlação entre uma ou várias séries e outros.

5.1 Média aritmética

É um método fiável quando, aplicado em regiões onde a variação espacial da precipitação anual seja pequena. A sua formulação consiste:

$$P_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (4.7)$$

em que P_x corresponde ao valor a calcular e P_i o valor de precipitação em cada um dos n postos considerados, para o mesmo período do valor em falta.

5.2 Rácio médio (U.S. Weather Bureau)

Consiste de uma média ponderada por um fator correspondente à razão entre a média anual da série com falha, \bar{P}_x e a correspondente média anual de cada uma das n séries vizinhas consideradas, \bar{P}_i :

$$P_x = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \frac{\bar{P}_x}{\bar{P}_i} P_i \right) \quad (4.8)$$

5.3 Inverso da distância

Pondera as observações em três postos vizinhos, P_1 , P_2 e P_3 , pelo inverso das respetivas distâncias ao posto considerado, r_{1-x} , r_{2-x} e r_{3-x}

$$P_x = \bar{P}_x \left[\frac{1}{\frac{1}{r_{1-x}} + \frac{1}{r_{2-x}} + \frac{1}{r_{3-x}}} \left(\frac{P_1}{\bar{P}_1} * \frac{1}{r_{1-x}} + \frac{P_2}{\bar{P}_2} * \frac{1}{r_{2-x}} + \frac{P_3}{\bar{P}_3} * \frac{1}{r_{3-x}} \right) \right] \quad (4.9)$$

5.4 Correlação

Estabelece uma relação linear entre os dados da estação incompleta e as n estações da região:

$$P_x = \sum_{i=1}^n a_{xi} P_i \quad (4.10)$$

onde, P_x corresponde ao valor a estimar, P_i é o valor observado na estação i , a_{xi} , representa o coeficiente de correlação entre as estações x e i , e n o número de estações vizinhas.

6. Análise da qualidade dos dados

As séries de dados de precipitação necessitam de ser validadas quanto à sua consistência e homogeneidade. Séries revelando inconsistências nos seus registos devem ser corrigidas ou, eventualmente, eliminadas das caracterizações posteriores da precipitação. As inconsistências verificadas nos registos anuais relativas a um posto udométrico, repercutem-se também às outras escalas temporais (mês, dia, hora, etc.).

6.1 Verificação da consistência

Uma série diz-se consistente se o seu comportamento não for anômalo relativamente ao comportamento observado nas séries situadas na sua vizinhança. As inconsistências resultam associadas a alterações no equipamento de medição, mudanças na localização do posto ou devidas à substituição do observador encarregue da estação. Para verificação da consistência é usual recorrer-se à determinação das médias móveis e ao ensaio dos valores duplamente acumulados, ou seja, ao método das duplas acumulações. Este último possibilita a correção dos dados relativos aos períodos inconsistentes se tal se tornar necessário.

a) Médias móveis - conhecidos os valores de uma série, $y_1, y_2, y_3, y_4, \dots$, define-se média móvel de ordem N como a sequência das médias aritméticas obtidas por:

$$\frac{y_1 + y_2 + \dots + y_N}{N}, \frac{y_2 + y_3 + \dots + y_{N+1}}{N}, \frac{y_3 + y_4 + \dots + y_{N+2}}{N} \quad (4.11)$$

O recurso às médias móveis permite reduzir as, normalmente grandes, variações dos dados ao longo do tempo, atenuando assim, as flutuações. Se as séries em análise forem consistentes então, o andamento das respetivas médias móveis é similar.

Para verificação da consistência dos registos anuais da precipitação é recomendado o uso de médias móveis de ordem 10 (10 anos, portanto). Na Figura 4.18 representam-se, a título de exemplo, as média móveis das séries anuais registadas nos postos de precipitação próximos da bacia da ribeira de Oeiras (Alcaria Longa; S. Barnabé e Almodôvar), onde é notório a falta de consistência nos registos do posto de Almodôvar.

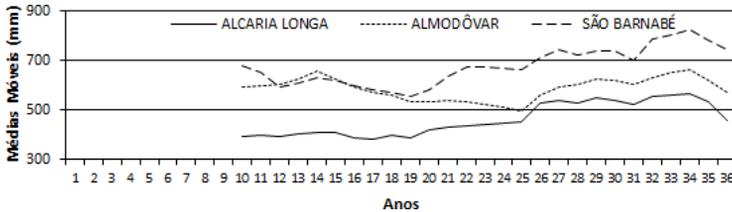


Figura 4.18. Média móveis de 10 anos em três séries de precipitação anual.

b) Duplas acumulações - passa pela representação gráfica dos pares de pontos obtidos pelas acumulações sucessivas de duas séries de valores observados no mesmo intervalo de tempo. Quando os valores das séries assim contrastadas são consistentes entre si, observa-se que os valores duplamente acumulados se distribuem em torno de uma reta cujo declive representa a constante de proporcionalidade entre as séries. A Figura 4.19 representa o gráfico duplamente acumulado para avaliação da consistência da série "A". A série "B" é relativa a um posto vizinho consistente ou resulta do somatório (ou médias) dos valores dos postos na vizinhança de A que apresentem média anual estabilizada.

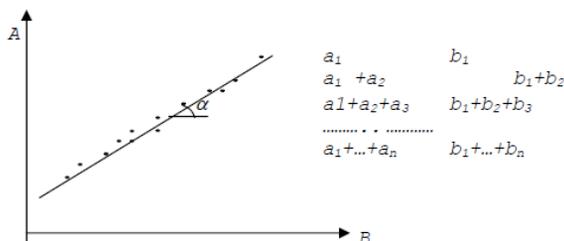


Figura 4.19. Valores duplamente acumulados.

- **existência de um erro sistemático** - não é possível o ajuste dos valores a uma única reta - Figura 4.20 - porque a partir de uma determinada data, os valores da série A passaram a ser sistematicamente menores. Várias causas podem estar na origem deste erro mas, as mais comuns, estão associadas a uma alteração do local de implantação do posto ou mesmo, resultam da instalação de novo equipamento de medida por substituição do anterior. Os valores errados podem ser corrigidos se multiplicados por um fator de correção C_p , tal que:

$$C_p = \frac{tg\alpha}{tg\beta} \quad (4.12)$$

onde $tg\alpha$ representa o coeficiente angular no intervalo de tempo tomado como referência para o ajustamento e $tg\beta$, o coeficiente angular da reta correspondente às observações a ajustar.

O coeficiente angular ou de proporcionalidade entre séries consistentes, pode também ser usado para a determinação de registos em falta numa das séries desde que se faça:

$$P_x = tg\alpha \times P_i \quad (4.13)$$

onde P_i representa o valor medido e P_x o valor em falta.

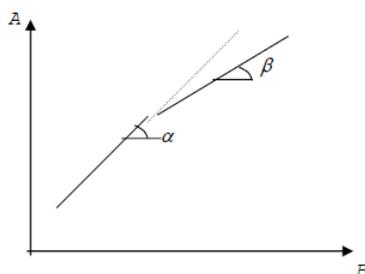


Figura 4.20. Registo de um erro sistemático.

- **erro sistemático corrigido** - neste caso verifica-se que os valores se ajustam a três retas com a particularidade da primeira e terceira serem paralelas - Figura 4.21. Este facto denota a existência de um erro sistemático que acabou por ser corrigido. Nestas condições, haverá necessidade de corrigir apenas os dados relativos a período intermédio, para o qual o erro sistemático persistiu.

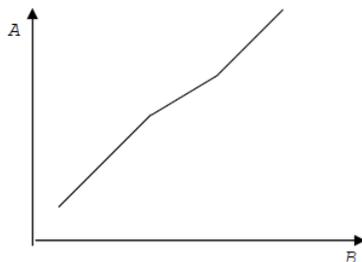


Figura 4.21 Existência de um erro sistemático corrigido.

- **desajuste relativamente à proporcionalidade do período** - os valores duplamente acumulados ajustam-se a várias retas devido à existência de valores aberrantes na série A - Figura 4.22. Em cada caso particular, deve ser estudada a hipótese de retirar os valores aberrantes (*outlayers*) ou, eventualmente, eliminá-los do estudo da série.

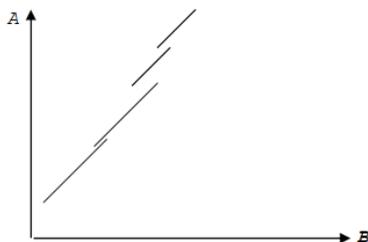


Figura 4.22. Existência de valores aberrantes.

6.2 Verificação da homogeneidade

Uma série é homogénea se os fatores que a influenciam se mantiverem constantes ao longo do período de observações. As quebras de homogeneidade podem ser provocadas, por exemplo, alteração na localização da estação, alterações climáticas, etc..

A homogeneidade e a consistência das séries hidrológicas são conceitos muito idênticos, pelo que a verificação da consistência pelos métodos já referidos constitui, só por si uma razoável garantia de que

séries consistentes são homogêneas. Todavia existe um conjunto vasto de testes estatísticos para verificação da homogeneidade. Destes, e a título de exemplo, destacamos dois: teste dos chorrilhos e teste do desvio da média cumulado.

a) Teste dos chorrilhos

Este teste consiste na determinação da estatística Z_1 e em testar a hipótese de esta possuir uma distribuição normal reduzida, comparando o seu valor com o valor crítico para um determinado nível de confiança (normalmente 1,645 para um nível de confiança de 95%).

A distribuição é considerada homogênea, para um determinado nível de confiança quando Z_1 é menor que o valor crítico. O valor de Z_1 é determinado por:

$$Z_1 = \left| \frac{r - \frac{N+1}{2}}{\sqrt{\frac{N-1}{4}}} \right| \quad (4.14)$$

onde r é o número total de chorrilhos, ou seja, número de valores acima e abaixo do valor da mediana da série com N elementos.

b) Teste do desvio da média acumulado

Consiste na determinação da estatística P , a qual mede o máximo desvio da média acumulado. Valores elevados de P implicam uma sequência de valores, x , sistematicamente acima ou abaixo do valor médio da série, \bar{x} , o que pode levar a inferir que a série não é homogênea. O valor de P é obtido por:

$$P = \max_{0 \leq k \leq N} \left| \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{X})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^2}} \right| \quad (4.15)$$

Os valores críticos relacionados com P para um nível de confiança de 95% estão traduzidos na Quadro 4.2 em função do número de elementos da série.

Quadro 4.2. Valores críticos de $P/N^{1/2}$ para o nível de confiança de 95%.

N	95%
10	1.14
20	1.22
30	1.24
40	1.26
50	1.27
100	1.29
∞	1.36

7. Distribuição temporal da precipitação

7.1 Análise das séries de precipitação anual

Na análise das séries de precipitação anual convirá começar por testar a sua qualidade incluindo a reconstituição dos dados da série e a verificação da sua consistência, de acordo com as técnicas já mencionadas nos pontos 5 e 6.

Idealmente, cada posto deve ser contrastado com os postos vizinhos tidos estáveis em termos de média.

Para uma rápida identificação dos postos com média estável, pode-se recorrer à representação gráfica das médias anuais acumuladas (Figura. 4.23). A análise do gráfico obtido fornece indicação quanto ao número mínimo de anos necessários ao estudo de caracterização (cerca de 15 anos, neste caso).

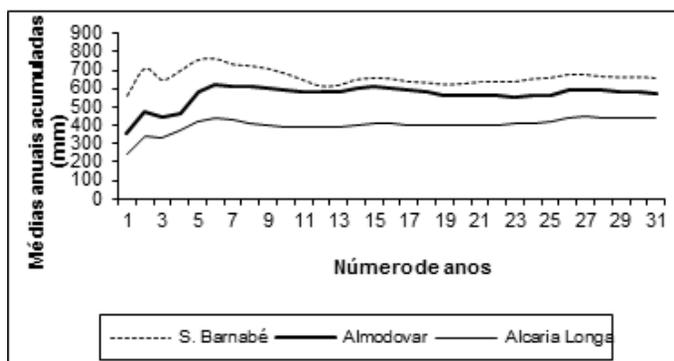


Figura 4.23. Médias anuais acumuladas.

A caracterização propriamente dita das séries anuais, resume-se à determinação dos quatro primeiros momentos estatísticos (média, desvio padrão, coeficiente de assimetria e coeficiente de achatamento ou curtose) e do coeficiente de variação da série com média estável e na identificação da função densidade de probabilidade que melhor se ajusta aos valores observados em cada posto. A seleção da função teórica pode, numa primeira análise, ser obtida através da determinação do histograma e a avaliação do ajustamento à função teórica, poderá ser determinado através de testes estatísticos.

Nesta fase da caracterização anual é possível determinar a precipitação associada a um determinado período de retorno, T , desde que se determine na função estatística ajustada, o valor correspondente à probabilidade de $1/T$. Nestas condições, o valor de T será:

$$T = \frac{1}{G(X)} = \frac{1}{1 - F(X)} \quad (4.16)$$

onde $F(X)$ traduz a probabilidade de não excedência, ou seja, corresponde à probabilidade de um determinado valor de precipitação não ser superado $F(X)=P(X \leq x)$, e $G(X)$ a probabilidade de excedência tal que: $G(X) = 1 - F(X)$.

Mesmo antes do ajustamento dos dados da série a uma distribuição de probabilidade teórica, o valor de $F(X)$ pode ser obtido empiricamente, como uma probabilidade de posição, pela aplicação da expressão de Weibull:

$$F_a(X) = \frac{m}{N + 1} \quad (4.17)$$

onde m corresponde à posição de cada valor da série quando agrupados segundo uma ordenação crescente e N o número total dos elementos da série.

7.2 Análise das séries de precipitação mensal

A caracterização sumária da precipitação mensal é feita com recurso a diagramas cronológicos dos valores médios de cada mês, a diagramas classificados de frequências relativas (probabilidades), pela representação gráfica dos valores máximos e mínimos da série (Figura 4.24) e determinando o coeficiente de variação da precipitação mensal.

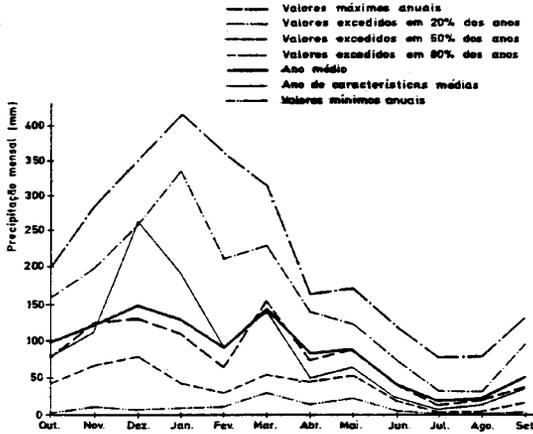


Figura 4.24. Distribuição mensal das precipitações na bacia do Mondego em Ponte de Tábua (Quintela, 1992).

Diagrama cronológico dos valores médios - consiste na representação gráfica da média de cada mês, determinada para o período de estudo.

Diagrama classificado de frequências - passa pela representação da frequência com que os valores são ultrapassados em cada um dos meses da amostra.

Representação gráfica dos valores máximos e mínimos - representação gráfica dos máximos e mínimos registados no período para cada mês da série.

Coefficiente de variação mensal - é uma medida da variabilidade mensal da precipitação dentro do ano e pode ser definido como:

$$Cv_{mensal} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{12} (P_i - \bar{P})^2}{12}}}{\bar{P}} \quad (4.18)$$

Em que P_i é o valor da precipitação em cada mês e \bar{P} a precipitação média mensal do ano em análise. Este coeficiente permite evidenciar que a regularidade do ano médio é muito superior à regularidade média dos anos do respetivo período (Quadro 4.3).

Quadro 4.3. Parâmetro da distribuição da precipitação anual e mensal em quatro bacias portuguesas (Quintela, 1992).

Bacia	Período	Precipitação anual			Coef. Variação da precipitação mensal	
		Média (mm)	DesvPadrão (mm)	Coef. Variação (%)	Média (%)	Ano médio (%)
Rio Paiva em Castro Daire	1944/45-60/61	1482	479	32	92	57
Rio Mondego em Pte Tábua	1937/38-59/60	1054	307	29	86	52
Ribeira de Odivelas em Odivelas	1940/41-59/60	614	170	28	91	63
Ribeira de Raia em Cabeção	1935/38-53/54	670	192	29	92	57

8. Precipitações intensas

8.1 Introdução

Por precipitações intensas devem ser entendidas as chuvas de grande intensidade, com duração desde dias a poucos minutos (10 a 5 min), cujo cálculo é fundamental ao dimensionamento de obras hidráulicas (sistemas de drenagem, diques de proteção contra cheias, descarregadores de barragem, etc.), na medida em que condicionam diretamente o valor do caudal máximo de uma cheia (caudal de ponta).

O estudo das precipitações intensas é também fundamental para a análise da suscetibilidade dos solos à erosão.

A análise dos valores máximos de precipitação associados a uma duração evidencia acentuadas diferenças nos valores extremos da precipitação. A título de exemplo apresenta-se a Figura 4.25, onde é possível avaliar a distribuição espacial em Portugal, das precipitações horárias máximas históricas.

Os valores mais elevados foram verificados na Serra de Monchique (cerca de 90 mm), mas também em Évora, junto à foz do Guadiana e na região da Serra da Estrela, foram registados valores excecionais (cerca de 75 mm).

As chuvadas intensas são caracterizadas por três parâmetros:

- **Duração** - A análise da precipitação segundo a sua duração, é fundamental para o dimensionamento das obras hidráulicas onde a determinação dos caudais de cheia é requerida. O período de tempo a considerar pode variar desde poucos minutos (coletores de águas pluviais) a algumas horas (obras em rios com pequenas bacias hidrográficas) ou, até mesmo, alguns dias (obras em rios com grandes bacias hidrográficas).

A função $h = h(t)$ é designada por curva de possibilidade udométrica (altura-duração-frequência).

Na abordagem estatística, os máximos de precipitação em cada intervalo de tempo, começam por ser ajustados a uma lei de densidade de probabilidade (normalmente a lei de Gumbel), para depois se ajustar a curva de possibilidade udométrica, aos valores gerados para cada frequência e duração. As curvas assim obtidas acabam por ser uma derivação das curvas de altura-duração-frequência, e são conhecidas como curvas IDF (intensidade-duração-frequência):

$$i = \frac{h}{t} = \frac{at^n}{t} = at^{n-1} \quad (4.19)$$

em que a intensidade da precipitação, i (mm/h) é função decrescente da duração, t , (min) supondo constante o período de retorno.

Na Quadro 4.4 apresentam-se os parâmetros das curvas IDF para cinco períodos de retorno, resultantes da análise estatística das séries de precipitação de quatro postos udográficos (Universidade de Aveiro, Lisboa-IGIDL, Évora-Cemitério e Faro-Aeroporto) e na Figura 4.26 a correspondente representação gráfica.

Quadro 4.4. Parâmetros das curvas IDF (extraído de Brandão, 1995).

Parâmetros	Posto udográfico	Período de retorno (anos)					
		100	50	20	10	5	2
a	Aveiro	421	385	337	301	263	205
	Lisboa	594	532	450	386	320	221
	Évora	584	533	465	412	357	272
	Faro	728	636	561	487	411	295
b = (n-1)	Aveiro	-0.621	-0.620	-0.619	-0.617	-0.616	-0.612
	Lisboa	-0.638	-0.636	-0.631	-0.627	-0.621	-0.607
	Évora	-0.636	-0.638	-0.642	-0.645	-0.650	-0.662
	Faro	-0.636	-0.638	-0.640	-0.643	-0.647	-0.657

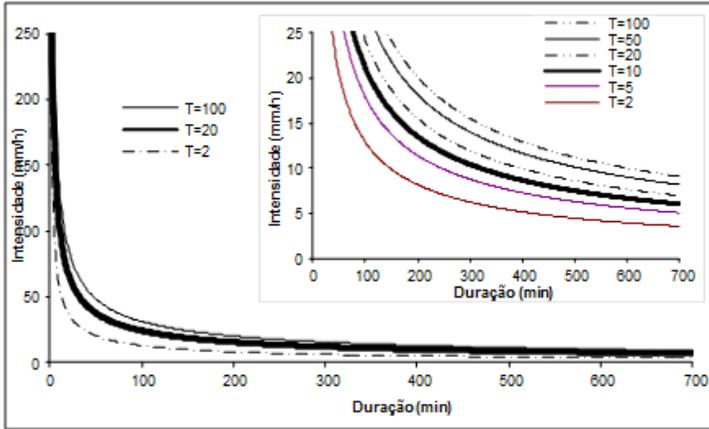


Figura 4.26. Curvas IDF obtidas a partir dos elementos da Quadro 4.4.

8.3 Relação entre a precipitação, duração e a área

A relação entre a precipitação, a duração e a área é, genericamente, traduzida por uma função exponencial do tipo:

$$P_A = P_o e^{-kA^n} \quad (4.20)$$

onde P_A representa a precipitação ponderada em mm, P_o é a precipitação pontual, em mm, A é a área em km^2 , e k e n são constantes regionais positivas e inferiores à unidade dependentes da duração da chuvada. Da análise desta relação é possível concluir:

- a relação P_A/P_o diminui com o aumento da área;
- a relação P_A/P_o atenua-se quando cresce a duração;

Estas relações, traduzidas na Figura 4.27, fornecem estimativas médias de reduções, no espaço, da precipitação registada num ponto, onde se agregam distintos tipos de precipitação. A análise em separado para cada tipo de precipitação conduz, necessariamente, a maiores afastamentos entre o valor pontual e espacial à medida que os fenómenos convectivos forem predominantes em relação aos ciclónicos.

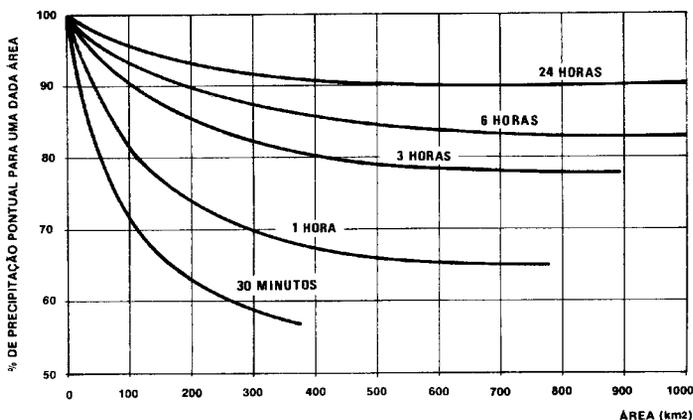


Figura 4.27. Variações da precipitação com a área.

8.4 Hietograma de projeto

As curvas de possibilidade udométrica fornecem apenas, para uma duração da chuvada, a altura de precipitação para um dado período de retorno sem indicações acerca da forma como se distribui no tempo da chuvada, a precipitação.

A distribuição no tempo do total precipitado, permite definir o hietograma (gráfico da variação temporal da precipitação) de projeto fundamental para a determinação dos hidrogramas de cheia.

A forma mais simples, mas também menos realista, de distribuir a precipitação, consiste em assumir uma distribuição uniforme do volume precipitado durante a duração da chuvada. Nestas condições o hietograma resultante tem intensidade constante pelo que a quantidade de precipitação resulta do produto da duração pela correspondente intensidade.

Todavia e na sequência do que foi referido em 8.2, é de supor que a intensidade de precipitação decresça com a duração, obrigando à decomposição do volume precipitado ao longo da chuvada. A distribuição temporal da precipitação pode ser realizada segundo três metodologias distintas: recorrendo a hietogramas – em que cada ordenada representa a precipitação ou a intensidade ocorrida em cada incremento de tempo; através da curva cumulativa da precipitação – em que cada ordenada indica a precipitação ocorrida até ao instante considerado; ou, com recurso à curva de distribuição temporal da precipitação (DTP) – onde cada ordenada representa a fração da precipitação total da chuvada até ao instante considerado.

Vulgarmente consideram-se duas metodologias para decomposição no tempo do volume precipitado, uma recorrendo às curvas IDF, outra tendo por base os registos udográficos.

a) Recorrendo às curvas IDF

Chow *et al.* (1988) sugere o uso do método dos blocos alternados na construção do hietograma. Nesta metodologia, a precipitação ocorrida em n número de intervalos de tempo sucessivos de duração Δt , é especificada numa duração total de $D = n\Delta t$. O método obedece aos seguintes procedimentos:

1 - Escolha do período de retorno.

2 - Obtenção, a partir das IDF, das intensidades para cada duração $\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots, n\Delta t$, e correspondente precipitação.

3 - Estimar as diferenças entre intervalos de tempo sucessivos, com o objetivo de determinar a precipitação em cada intervalo Δt - Quadro 4.5.

4 - Ordenar aquelas precipitações de modo a centrar o maior valor e alternar os valores à direita e à esquerda, por ordem decrescente - Figura 4.28 a)

Quadro 4.5. Obtenção do hietograma pelo método dos blocos alternados relativo ao período de retorno de 100 anos, com 2 horas de duração em Évora-Cemitério.

Duração (min)	Intensidade (mm/h)	Tempo (min)	Precipitação (mm)		
			Acumulada	Incremento	Hietograma I
10	135.02	0-10	22.50	22.50	4.90
20	86.89	10-20	36.99	14.48	5.56
30	67.14	20-30	48.17	11.19	6.53
40	55.91	30-40	57.49	9.32	8.09
50	48.51	40-50	65.58	8.09	11.19
60	43.20	50-60	72.78	7.20	22.50
70	39.17	60-70	79.31	6.53	14.48
80	35.98	70-80	85.30	6.00	9.32
90	33.38	80-90	90.87	5.56	7.20
100	31.22	90-100	96.07	5.20	6.00
110	29.38	100-110	100.97	4.90	5.20
120	27.80	110-120	105.60	4.63	4.63

Ainda recorrendo às IDF, a precipitação pode ser especificada de forma a considerar uma sucessões decrescente ou crescente das intensidades ao longo da respetiva duração.

A primeira situação (Figura 4.28 b) é mais realista já que está de acordo a evolução da generalidade dos fenómenos pluviosos (a

diminuição da quantidade precipitada em cada intervalo de tempo, Δt , é diretamente proporcional à duração da chuva). Todavia, há que ter presente, que nesta situação a maior quantidade de precipitação ocorre no período onde é maior a infiltabilidade do solo, o que se traduz em termos de menor precipitação efetiva e conseqüentemente menores picos de cheia.

A segunda situação (Figura 4.28 c) é menos comum mas, o seu uso pode ser justificado, em termos de projeto, por sobrevalorizar as quantidades de precipitação ocorridas no final das chuvadas, numa altura em que o solo se encontra já saturado e em que praticamente toda a precipitação vai contribuir para o escoamento, originando, por isso, picos de cheia mais significativos, e conseqüentemente, um dimensionamento das estruturas hidráulicas do lado da segurança.

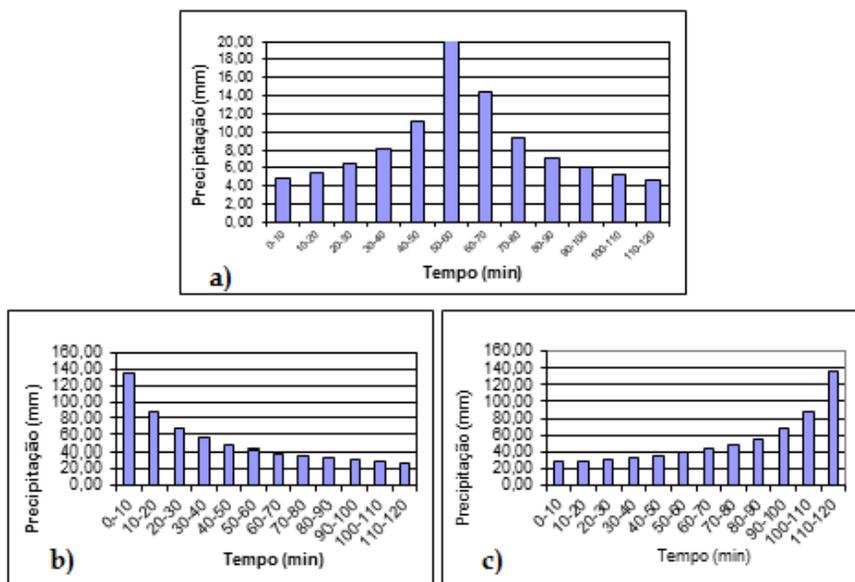


Figura 4.28. Obtenção dos hietogramas de projeto através das IDF.

b) Recorrendo aos registos de estações udográficas.

Estes modelos têm por base a análise estatística de uma grande número de acontecimentos pluviosos. De entre os vários trabalhos realizados neste âmbito destacam-se as, entre nós muito utilizadas, distribuições temporais de Huff – Figura 4.29.

A definição das distribuições temporais de Huff recorre às seguintes fases:

1 - Leitura dos hidrogramas em cada 5, 15 ou 30 minutos (a duração depende do tipo de registo existente).

2 - Identificação de acontecimentos pluviosos independentes (aqueles em que se verifique uma separação em relação ao precedente e ao seguinte de pelo menos 6 horas).

3 - Elaborar uma curva de distribuição temporal de precipitação onde a precipitação e duração vêm expressas em percentagem.

4 - Agrupar os acontecimentos pluviosos em quatro grupos consoante a localização temporal da precipitação máxima acumulada estiver no 1º, 2º, 3º ou 4º quartil da duração total.

5 - Desenho, para cada quartil, das várias curvas de distribuição temporal de precipitação, consoante a sua probabilidade de ocorrência.

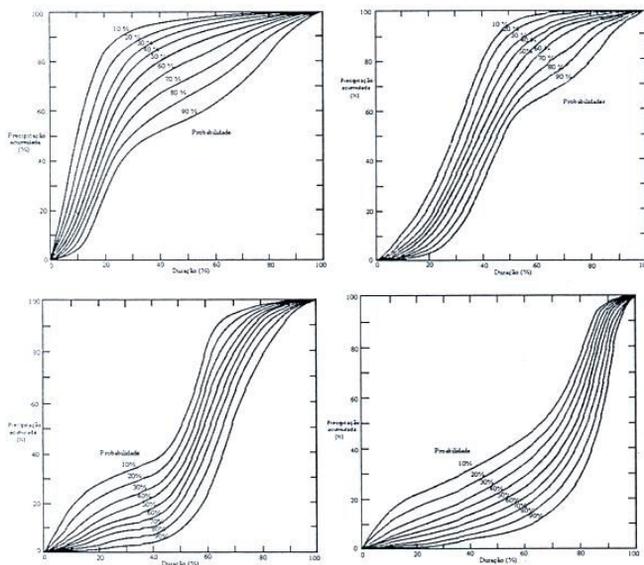


Figura 4.29. Hietogramas cumulativos adimensionais das distribuições temporais de Huff (Chow, 1988).

A Quadro 4.6 corresponde à tradução numérica das curvas de DTP de Huff do 1º quartil.

Quadro 4.6. Valores das curvas DTP do 1º quartil, correspondentes às probabilidades de ocorrência de 10, 50 e 90%.

Prob. excedência(%)	Duração (%)										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
10	0.0	51.3	79.2	87.8	92.3	96.7	99.2	99.4	99.7	99.7	100.0
50	0.0	18.5	50.1	71.5	80.2	88.0	90.1	93.0	95.5	98.0	100.0
90	0.0	10.0	38.5	46.0	51.8	57.5	63.0	71.5	82.0	92.5	100.0

A escolha da probabilidade a considerar para efeitos de cálculo dos caudais de cheia de projeto depende da maior ou menor segurança requerida. Assim, para muitos casos, a utilização de uma distribuição com probabilidade média de 50%, é suficiente, sendo, no entanto, mais apropriado, no cálculo de caudais extremos, considerar a probabilidade extrema de 10%.

As DTP mais desfavoráveis correspondem ao 4º quartil, pois resultam da análise de séries de precipitações intensas, em que a maior intensidade ocorre no último quarto da duração do evento pluvioso. Nestas condições, é maior a quantidade de precipitação não infiltrada o que conduz, necessariamente, a volumes e pontas de cheia superiores.

Seguindo a metodologia proposta por Huff, vários autores determinaram DTP para vários locais do nosso país. Como exemplo apresentam-se as DTP obtidas para Évora-Cemitério - Figura 4.30. Da sua análise é possível verificar que para atingir 50% da precipitação total em Évora, é necessário decorrer 23%, 39%, 29% e 74% da duração total, respetivamente, para o 1º, 2º, 3º e 4º quartil, evidenciando, deste modo, a ocorrência da precipitação máxima acumulada cada vez mais próxima do final do evento.

No Quadro 4.7 apresenta-se a discretização das DTP para as curvas medianas (50% de probabilidade de excedência) para Évora e Faro.

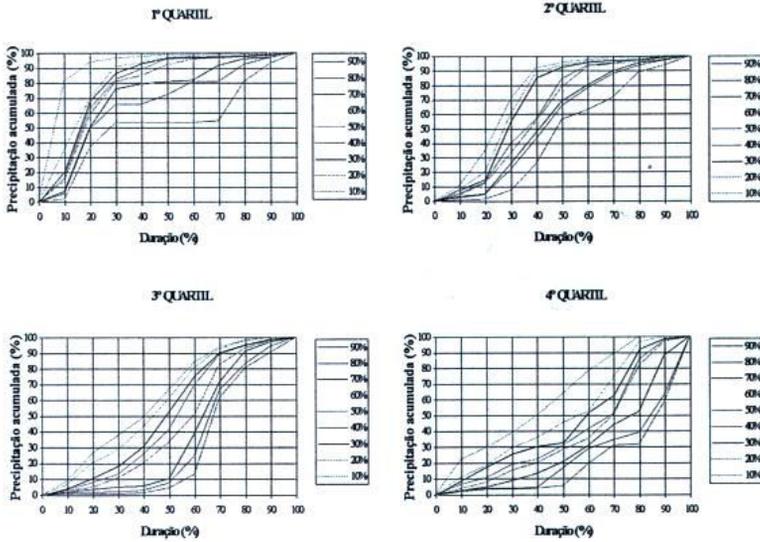


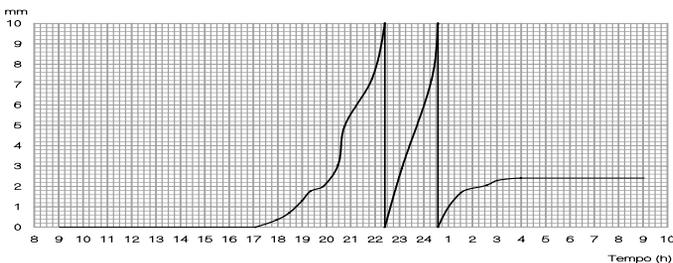
Figura 4.30. Curvas de Huff para Évora-Cemitério (Brandão, 1995).

Quadro 4.7. Discretização da mediana das curvas DTP para Évora e Faro.

Quartil	Local	Duração										Unidades: %
		0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	
1º	Évora	0	20	46	60	68	74	79	87	94	99	100
	Faro	0	24	50	67	75	81	88	91	94	98	100
2º	Évora	0	4	13	30	51	71	78	84	92	98	100
	Faro	0	5	12	35	55	76	81	89	95	98	100
3º	Évora	0	3	10	15	21	28	51	75	91	97	100
	Faro	0	2	6	19	23	30	47	77	87	97	100
4º	Évora	0	3	7	13	17	25	30	42	60	81	100
	Faro	0	3	8	12	20	31	39	43	53	81	100

9. Exercícios

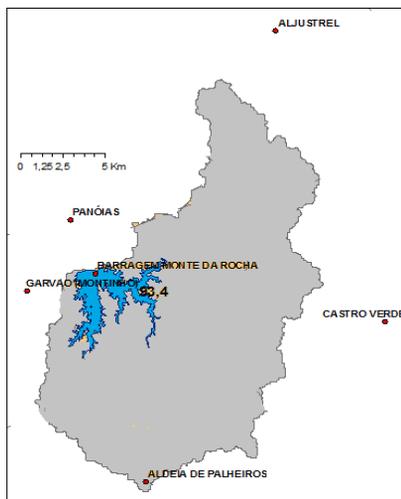
9.1. A figura abaixo representa um registo diário de um udógrafo de sifão. Estime o valor da precipitação no dia a que se refere o registo e a máxima intensidade média da precipitação em 1 hora.



9.2. A figura apresenta a bacia hidrográfica própria da albufeira do Roxo (área = 93,4 km²) e os postos udométricos considerados na determinação da precipitação na bacia.

Faça o traçado dos Polígonos de Thiessen e determine a precipitação média anual na bacia hidrográfica.

	Ki	P(mm)
Aljustrel	0.11	550
Castro Verde	0.16	600
Panóias	0.02	585
Barragem Mt Rocha	0.38	610
Garvão	0.05	500
Aldeia de Palheiros		650



9.3. Em determinado local obtiveram-se, para o período de retorno de 100 anos as intensidades médias de precipitação e as respetivas durações que se apresentam no quadro seguinte:

Duração (min)	10	20	30	60	80	100	120
i média (mm/h)	109,2	78,3	71,4	55,3	48,9	43,8	38,1

Determinar para o período de retorno de 100 a, os parâmetros a e b da curva IDF.

10. Referências bibliográficas

- Brandão C. (1995). *Análise de precipitações intensas*, IST/UTL, Dissertação para a obtenção do grau de mestre em Hidráulica e Recursos Hídricos, Lisboa.
- Brandão C. B.; Rodrigues R. R.; Pinto de Costa, J. (2001). *Análise de fenómenos extremos: precipitações intensas em Portugal continental*, DSRH, INAG, Lisboa.
- Chow Ven Te; Maidment D. R.; Mays L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York.
- Hipólito J. R. e Vaz A. C. (2011). *Hidrologia e Recursos Hídricos*, IST Press, Lisboa.
- INAG, SNIRH (2010). <http://snirh.inag.pt>.
- Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, Lisboa.

- Quintela A. C. (1992). Hidráulica aplicada. Parte I. Hidrologia e Recursos Hídricos, IST, Lisboa.
- Rodrigues R. R. (1986). Avaliação das disponibilidades hídricas superficiais com base na precipitação. *Introdução ao Planeamento e Gestão de Recursos Hídricos*, vol. 4, série Metodologias para a Avaliação de Políticas de Recursos Hídricos. NATO-POWATERS, LNEC, Lisboa.

Capítulo 5

Escoamento superficial

Rita Cabral Guimarães

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

1. Conceitos gerais

De todas as componentes do ciclo hidrológico, o escoamento superficial é talvez a que mais importância tem para o engenheiro. De facto, a maioria dos estudos hidrológicos têm como objetivo final a quantificação do escoamento superficial que servirá de base a projetos de aproveitamento da água para várias finalidades (rega, abastecimento público, etc.).

O escoamento, R , de uma bacia hidrográfica, define-se como a quantidade de água que atravessa uma secção de um curso de água, num determinado intervalo de tempo (ano, mês, dia, etc.). Pode ser expresso em volume (m^3 , hm^3 , km^3) ou em altura de água uniformemente distribuída sobre a área da bacia hidrográfica (mm).

É usual utilizar, em vez do escoamento num dado intervalo de tempo, o correspondente caudal médio, Q , que exprime a relação entre o volume (m^3 ou l) de água, ΔV , que passa numa secção desse curso de água e o respetivo tempo (s) de passagem, Δt . Expressa-se, geralmente, em m^3s^{-1} ou ls^{-1} e é dado por,

$$Q = \frac{\Delta V}{\Delta t}. \quad [m^3s^{-1}] \text{ ou } [ls^{-1}] \quad (5.1)$$

Para um dado período de tempo pode definir-se:

- Caudal médio diário (num dado dia)
- Caudal médio mensal (num dado mês)
- Caudal médio anual ou módulo anual (num dado ano)
- Caudal médio plurianual ou módulo (num período de vários anos)

Define-se caudal específico, q , como a relação entre o caudal (m^3s^{-1}) na secção, Q , e a área (km^2) da região de contribuição, A ,

$$q = \frac{Q}{A}. \quad [\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}] \quad (5.2)$$

O caudal específico é um caudal por unidade de superfície, que permite comparar entre si caudais provenientes de áreas distintas, independentemente das dimensões destas, e que pode ser expresso em $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$, $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{ha}^{-1}$ ou $\text{ls}^{-1}\text{ha}^{-1}$.

2. Processo de escoamento

O escoamento é produzido pela precipitação podendo a precipitação sobre uma determinada área, ser dividida em várias parcelas.

No início, a água pode ser interceptada, pela vegetação ou por obstáculos que a impeçam de atingir o solo. Se a precipitação prossegue, a água atinge a superfície terrestre de onde se evapora, se infiltra ou permanece retida em depressões. Durante este período inicial, o acréscimo de caudal no curso de água é produzido unicamente pela pequena fração da água precipitada diretamente na rede hidrográfica (Quintela, 1992).

A partir do momento em que a precipitação caída excede as capacidades relativas aos processos anteriormente descritos, o volume de água excedente escoar-se à superfície do terreno até à linha de água mais próxima, dando origem ao escoamento superficial. As linhas de água de menor secção associam-se noutras de secção sucessivamente maior, que virão por fim, salvo raras exceções (bacias endorreicas), a comunicar com o mar (Lencastre e Franco, 2003).

A retenção superficial refere-se à parcela de água que não se infiltra nem dá origem a escoamento superficial, isto é, refere-se à água interceptada, à água armazenada nas depressões do solo e à que passa ao estado de vapor durante a ocorrência da precipitação (Quintela, 1992).

A detenção superficial refere-se à água do escoamento superficial em trânsito sobre o terreno e representa um armazenamento de água rapidamente variável no tempo (Quintela, 1992).

O processo de formação do escoamento está ilustrado na Figura 5.1.

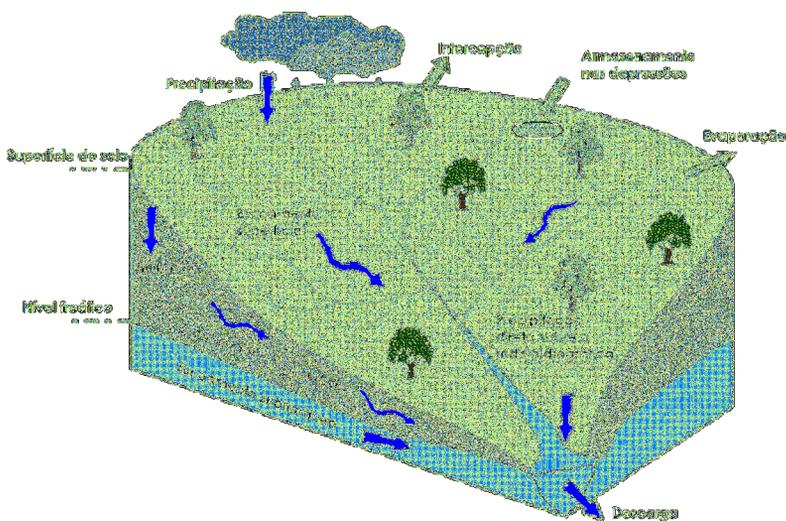


Figura 5.1. Processo de escoamento.

No processo de formação do escoamento distinguem-se as seguintes zonas:

- Manto freático, onde os poros do solo estão completamente preenchidos por água que está à pressão hidrostática. A água desta zona designa-se por água do subsolo ou das reservas subterrâneas.

- Franja capilar, situada imediatamente acima da zona de saturação, onde a água se mantém devido à capilaridade. A espessura desta zona varia em função da textura do solo, sendo maior nos solos argilosos e limosos e menor nos solos arenosos.

- Zona intermédia, situada entre a franja capilar e a zona de água no solo, onde a quantidade de água retida é, pelo menos, igual à capacidade de campo, podendo ser maior se existir água em movimento. A espessura desta camada pode ir até dezenas de metros.

- Zona de água no solo, que vai desde a superfície do solo até à profundidade em que a água pode ser reenviada para a atmosfera (por transpiração das plantas ou evaporação). Por isto, é também designada por zona de evaporação e a sua espessura depende da profundidade das raízes.

Quando a zona de água do solo apresenta deficiência de água em relação à capacidade de campo, toda a água infiltrada fica retida naquela zona. À medida que o teor de água aumenta, a capacidade de infiltração (quantidade de água que se pode infiltrar por unidade de tempo e área)

reduz-se, elevando-se, portanto, a quantidade de água que se escoia à superfície, que vai provocar um acréscimo do caudal nos cursos de água.

Quando o teor de água na zona de água no solo atinge a capacidade de campo, a água que se infiltra vai aumentar as reservas subterrâneas, que alimentarão os cursos de água, com desfasamento no tempo. Por outro lado, parte da água infiltrada pode ter movimento com componente horizontal, vindo de novo a atingir a superfície, devido a uma maior permeabilidade no sentido horizontal (Quintela, 1992).

3. Componentes do escoamento

Atendendo ao processo de escoamento descrito atrás, o escoamento que atravessa uma secção de um curso de água é composto, quanto à sua origem, por:

- Escoamento superficial ou escoamento direto. Corresponde à água que atinge a rede hidrográfica escoando sobre a superfície do terreno, sem se infiltrar. Resulta da precipitação útil, isto é, da fração da precipitação que, depois de satisfeitos os processos de evaporação, infiltração e retenção superficial na bacia, chega à rede hidrográfica. É a componente mais significativa do escoamento durante os períodos de precipitação intensa, mas assim que esta termina a importância desta componente começa a diminuir até se anular.

- Escoamento subsuperficial, hipodérmico ou intermédio. Corresponde à água infiltrada que volta a aparecer à superfície, sem ter atingido a zona de saturação. Resulta da fração da precipitação que se infiltra, mas que se escoia a pouca profundidade no terreno (devido à existência de substratos impermeáveis no perfil do solo). Chega aos cursos de água apenas com um ligeiro atraso em relação ao escoamento superficial e termina pouco depois do fim do escoamento superficial.

- Escoamento subterrâneo ou de base. Corresponde à água infiltrada que atingiu a zona de saturação. Resulta da parcela da precipitação que foi sujeita a processos de infiltração profunda, e representa a contribuição para o escoamento superficial das reservas hídricas subterrâneas acumuladas nas formações geológicas por onde passa o curso de água. Esta componente tem pouca importância durante os períodos de precipitação intensa, mas representa a totalidade do escoamento assim que as outras componentes se esgotam.

- Escoamento resultante da precipitação sobre a rede hidrográfica. A importância deste escoamento depende da densidade da rede hidrográfica.

4. Fatores do escoamento

Os fatores que influenciam o escoamento numa secção de um curso de água podem classificar-se em dois grupos: climáticos e fisiográficos (Quintela, 1992).

4. 1. Fatores climáticos

Os fatores climáticos podem ainda ser divididos em fatores devidos à precipitação e fatores que condicionam a evapotranspiração.

Fatores relativos à precipitação

Os fatores relativos à precipitação são a forma, a intensidade, a duração e a distribuição, no tempo e no espaço, da precipitação:

- Uma precipitação na forma líquida pode dar origem imediata ao escoamento no curso de água, ao contrário de uma precipitação sob a forma de neve que produzirá escoamento com desfasamento no tempo.

- Só haverá escoamento superficial se a intensidade da precipitação exceder a capacidade de infiltração do solo.

- O aumento da duração da precipitação faz com que diminua gradualmente a capacidade de infiltração (por aumentar o teor de água no solo) e conseqüentemente faz com que aumente o escoamento.

- A distribuição da precipitação no tempo (época de ocorrência e intervalo entre fenómenos de precipitação) condiciona o teor de água do solo e a disponibilidade de água para a evaporação e transpiração.

Fatores condicionantes da evapotranspiração

A evapotranspiração é responsável pela perda de água para o escoamento e é condicionada pela temperatura, radiação solar, vento, humidade do ar, pressão atmosférica, natureza da superfície evaporante, teor de água no solo e espécie e distribuição da vegetação.

4. 2. Fatores fisiográficos

Os fatores fisiográficos resultam das características da bacia hidrográfica:

- Características geométricas: Área e forma da bacia tem grande influência na formação das cheias e, portanto, nos valores específicos (por unidade de área) do caudal de ponta de cheia e pequena influência no

valor do escoamento anual, expresso em altura de água uniforme sobre a bacia.

- Características do sistema de drenagem: A densidade de drenagem influencia a forma das cheias e o escoamento anual, pois dela depende o percurso superficial sobre o terreno e, portanto, a maior ou menor oportunidade para a infiltração e evapotranspiração.

- Características de relevo: O relevo influencia a infiltração e, portanto, o escoamento superficial, o teor de água no solo, que por sua vez influencia a evapotranspiração e a alimentação das reservas subterrâneas. Por outro lado, a orientação da bacia tem influência na exposição aos ventos e à radiação solar condicionando a evapotranspiração.

- Características do solo, vegetação e geologia: Do tipo de solo, depende a capacidade de infiltração, que é função da dimensão e distribuição dos poros do solo e da sua estabilidade. A vegetação tem como efeito interceptar parte da água precipitada, retardar o escoamento superficial, dando-lhe mais tempo para se infiltrar, e proteger o solo da erosão hídrica. As raízes tornam o solo permeável à infiltração da água. As condições geológicas influenciam a estrutura do solo, a possibilidade de infiltração de água no solo e a constituição das reservas subterrâneas que alimentam os cursos de água nos períodos sem precipitação.

5. Medição do escoamento de superfície

O escoamento é a única componente do ciclo hidrológico que pode ser medida na totalidade, todas as outras componentes só podem ser quantificadas por amostragem.

Existem diversos métodos para a medição de caudais sendo os mais utilizados, em cursos de água naturais, o método da “secção-velocidade” e o método “estrutural”.

5.1. Método da secção - velocidade

O método da secção - velocidade baseia-se na medição da superfície (m^2), A , duma secção transversal do curso de água, e da velocidade (ms^{-1}) média, V , através dessa secção, sendo o valor do caudal, Q , dado por,

$$Q = VA. \quad [m^3s^{-1}] \quad (5.3)$$

Usualmente, divide-se a secção em partes, e determina-se para cada uma delas o respetivo caudal, Q_i . O caudal total da secção, Q , obtém-se por somatório dos valores referentes a cada uma das partes,

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i . \quad [\text{m}^3\text{s}^{-1}] \quad (5.4)$$

Geralmente, efetuam-se sondagens em diversas verticais na secção transversal, juntamente com a medição das distâncias dessas verticais a um ponto de referência localizado numa das margens, de modo a obter-se um perfil transversal da secção (Figura 5.2), e medem-se as velocidades em pontos dessas mesmas verticais.

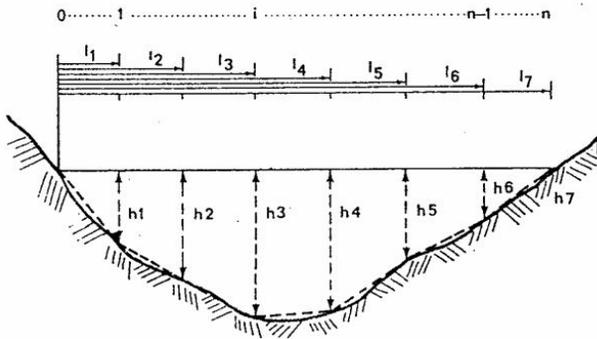


Figura 5.2. Levantamento do perfil de uma secção transversal de um curso de água, por sondagem (Lencastre e Franco, 2003).

A determinação do caudal da secção é feita do seguinte modo: obtém-se, em cada vertical, a média das velocidades (ms^{-1}) medidas a diferentes profundidades, \bar{V}_i , e estima-se o caudal da secção a partir da seguinte equação, que resulta do desenvolvimento da equação 5.4:

$$Q = \sum_{i=0}^{n-1} \left(\frac{\bar{V}_i + \bar{V}_{i+1}}{2} \right) \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right) (l_{i+1} - l_i), [\text{m}^3\text{s}^{-1}] \quad (5.5)$$

onde h_i e l_i representam, respetivamente, a profundidade (m) na vertical e a correspondente distância (m) à origem e n representa o número de verticais em que foi dividida a secção.

A determinação da velocidade média, \bar{V}_i , em cada vertical, de altura h_i , pode ser feita recorrendo-se ao método dos dois pontos ou ao método do ponto único.

No método dos dois pontos, efetuam-se medições da velocidade a 0,2 e 0,8 de profundidade em cada vertical, assumindo-se que a velocidade média em cada vertical é dada por,

$$\bar{V}_i = \frac{1}{2}(V_{0.2h_i} + V_{0.8h_i}), \quad [\text{ms}^{-1}] \quad (5.6)$$

onde $V_{0.2h_i}$ e $V_{0.8h_i}$ são, respetivamente, as velocidades medidas a 0,2 e 0,8 de profundidade na vertical i .

No método do ponto único, efetua-se uma medição da velocidade a 0,6 de profundidade em cada vertical, assumindo-se que a velocidade média em cada vertical é dada por,

$$\bar{V}_i = V_{0.6h_i}, \quad [\text{ms}^{-1}] \quad (5.7)$$

onde $V_{0.6h_i}$ é a velocidade medida a 0,6 de profundidade na vertical i .

Para medir a velocidade da água em cada vertical, utilizam-se os molinetes (Figura 5.3). Estes, são instrumentos providos de uma hélice montada num eixo horizontal. Esta hélice gira sobre pressão dinâmica da água, sendo a velocidade média num dado ponto da corrente obtida através do número de rotações por segundo, que é contabilizado num contador de rotações. A relação entre o número de rotações do molinete e a velocidade da água é determinada em ensaios prévios de calibragem em laboratório, movendo-se o molinete a uma determinada velocidade, na água parada. A equação de calibragem chama-se curva característica do molinete e é do tipo,

$$V = a + bn, \quad [\text{ms}^{-1}] \quad (5.8)$$

em que V é a velocidade da água, n é o número de rotações do molinete num determinado espaço de tempo e a e b são duas constantes características de cada aparelho, em função do diâmetro da hélice.



Figura 5.3. Molinete de hélice e contador de rotações.

A velocidade da água pode também ser medida com aparelhos denominados ADCP (Acoustic Doppler Current Profile). Estes aparelhos funcionam por efeito Doppler (Figura 5.4) e emitem ondas acústicas de frequência conhecida. Quando estas ondas encontram partículas em suspensão (que existem na água e que se movem com a corrente), são refletidas com outra frequência. A diferença entre a frequência do sinal refletido e a frequência do sinal emitido é proporcional à velocidade das partículas (efeito Doppler) e portanto à velocidade da própria corrente.



Figura 5.4. Acoustic Doppler Current Profile.

5.2. Método estrutural

O método estrutural baseia-se na utilização estruturas hidráulicas, normalmente descarregadores, mas por vezes também canais e comportas, para medição dos caudais fluviais. A utilização destas estruturas hidráulicas na medição de caudais tem em conta a relação que existe entre o caudal e o nível de água a montante da estrutura (ou entre o caudal e os níveis a montante e a jusante).

Os descarregadores, estruturas destinadas a serem galgadas pela água, são as estruturas hidráulicas mais utilizadas para medição dos caudais e podem ser classificados em (Figura 5.5):

- Soleira delgada, quando a parte da soleira que está em contacto com a água tem dimensões desprezáveis em relação à altura da lâmina descarregadora. Estes descarregadores são utilizados unicamente como medidores de caudais;

- Soleira espessa, nos outros casos. Normalmente, estes descarregadores fazem parte de estruturas hidráulicas com outras finalidades (barragens, canais, etc.), mas também podem ser utilizados como medidores de caudais.

O caudal que passa no descarregador pode ser obtido por,

$$Q = \mu L \sqrt{2g} h^{3/2}, \text{ [m}^3\text{s}^{-1}\text{]} \quad (5.9)$$

em que Q é o caudal que passa no descarregador, μ é o coeficiente de vazão (varia com o tipo de descarregador, nos casos mais correntes varia entre 0,35 e 0,45), L é o comprimento da soleira (m), g é a aceleração da gravidade (ms^{-2}) e h é a carga hidráulica (m) - diferença de nível entre a superfície livre a montante e a soleira descarregadora (longe o suficiente para se situar fora da zona de chamada junto ao descarregador).

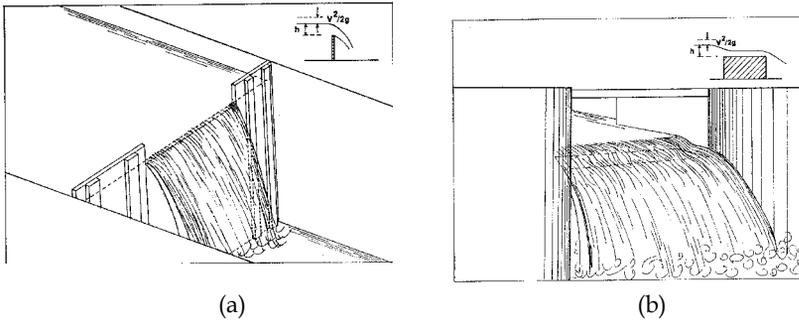


Figura 5.5. Descarregadores de soleira delgada (a) e soleira espessa (b). (Lencastre e Franco, 2003).

6. Curva de vazão

A curva de vazão, relação biunívoca entre o caudal escoado numa determinada secção e a correspondente altura de água, permite determinar o caudal escoado numa secção a partir do conhecimento da altura de água nessa secção. A curva de vazão obtém-se experimentalmente a partir do conjunto de pares de valores resultantes da medição do caudal e da medição da altura de água.

Analicamente, as curvas de vazão podem ser representadas por,

$$Q = a(h + h_0)^b, \quad \text{[m}^3\text{s}^{-1}\text{]} \quad (5.10)$$

onde Q é o caudal, h é a altura (m) hidrométrica, h_0 é a altura (m) do zero da escala hidrométrica em relação ao nível de água a que corresponde o caudal nulo, que em geral é a cota mais baixa da secção, isto é o fundo do leito (h_0 é positiva se o zero da escala ficar acima do nível do caudal nulo e negativa no caso contrário), a e b são parâmetros característicos da secção, a determinar experimentalmente.

Na Figura 5.6 apresenta-se a curva de vazão do rio Xarrama na secção da estação hidrométrica de Torrão do Alentejo, determinada no ano de 1990/91.

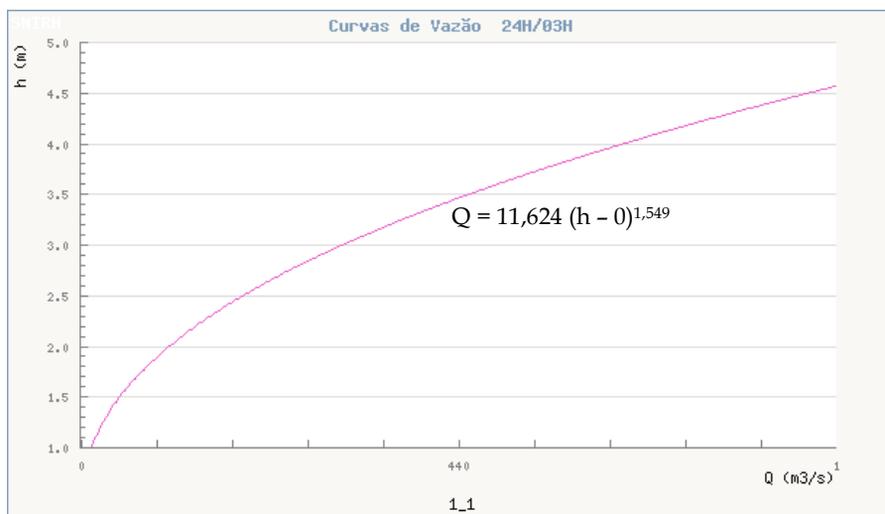


Figura 5.6. Curva de vazão do rio Xarrama em Torrão do Alentejo (Fonte: www.snirh.pt).

A curva de vazão estabelecida para uma determinada secção de um curso de água deve ser atualizada com alguma frequência, uma vez que os leitos dos cursos de água estão em constante transformação devido a processos de erosão e de sedimentação. Assim, é essencial efetuar medições periódicas do caudal e da altura de água na secção e atualizar a respetiva curva de vazão determinada anteriormente.

7. Registo dos níveis hidrométricos

Os valores da altura hidrométrica podem ser obtidos de forma descontínua, através da observação visual de um limnómetro (escala hidrométrica) (Figura 5.7 a) ou de forma contínua através de um aparelho registador designado por limnógrafo (Figura 5.7 b). Estes são constituídos por um mecanismo de medição do nível da água na secção e por um mecanismo que permite o registo das variações do nível da água numa folha de papel a que se chama limnigrama. Hoje em dia utilizam-se as sondas de nível associadas a registadores de dados automáticos (Figura 5.7 c).

7.1. Estabelecimento de uma rede hidrométrica

Designa-se por estação hidrométrica uma secção de um curso de água onde se efetua um registo periódico de níveis, e onde se definiu uma curva de vazão para conversão dos respetivos valores em caudais. As estações hidrométricas podem ser convencionais se utilizam limnímetros ou limnógrafos para a medição das alturas hidrométricas ou automáticas se o registo das alturas de água se faz de forma automática utilizando as sondas de nível.

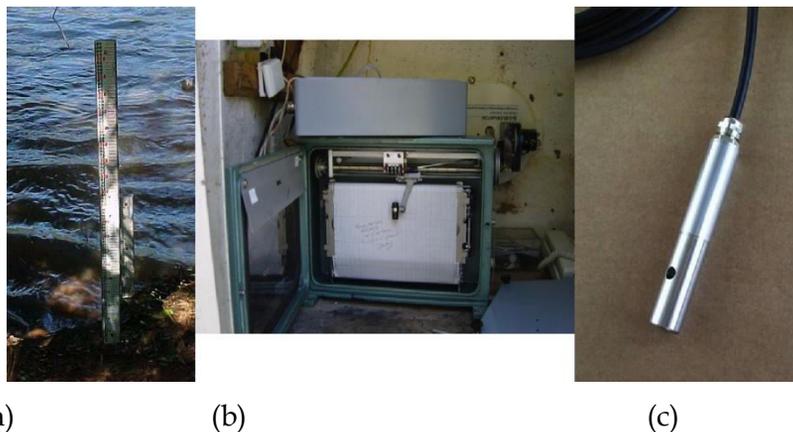


Figura 5.7. a) Limnómetro, b) limnógrafo, c) sonda de nível

O conjunto de estações hidrométricas de uma região ou país constitui a respetiva rede hidrométrica (Figura 5.8). As finalidades gerais das observações efetuadas numa rede hidrométrica são:

- Obtenção de dados para planeamento (planeamento e projeto de obras hidráulicas e modelização de uma bacia hidrográfica). Para este propósito é fundamental a existência de sucessões históricas de observações hidrométricas, isto é, de registos de medições efetuadas ao longo de um certo período de tempo. Uma sucessão de dados hidrométricos, para ser realmente boa, necessita de ter pelo menos 20 anos de observações, ou ainda mais, quando se tratar de bacias de regime muito irregular. É, por isso, clara a necessidade de se instalar uma rede hidrométrica básica, mesmo quando não exista a necessidade imediata de proceder a estudos hidrológicos.

- Obtenção de dados operacionais (Gestão em tempo real de um sistema fluvial). Estes dados destinam-se a permitir a tomada de decisões em períodos de tempo muito curtos, nomeadamente em situações de alarme ou emergência, pelo que é tão importante a rapidez na sua transmissão como a qualidade da sua medição. A obtenção destes dados

encontra-se associada ao desenvolvimento dos modernos sistemas de telemetria, que compreendem, além das estações hidrométricas, um sistema de comunicações automático das informações nelas obtidas, via rádio ou telefone, para uma central de comando do sistema, onde são tomadas as decisões que dizem respeito à abertura ou fecho de comportas, ao lançamento de avisos de cheia, etc..



Figura 5.8. Rede hidrométrica do Instituto da Água em Julho de 2009 (Fonte: www.snirh.pt).

7.2. Estimação do escoamento na ausência de medições hidrométricas

A estimação do escoamento de superfície, na ausência de dados hidrométricos, pode ser efetuada indiretamente através de vários métodos. Para estimar valores anuais utiliza-se frequentemente o método da regressão linear de Precipitação/Escoamento.

A partir de medições da precipitação na bacia hidrográfica definida pela secção em causa, recorre-se a uma regressão estatística escoamento/precipitação determinada para outra secção, na mesma bacia ou noutra vizinha e que se considere aplicável à secção em causa. Em geral admite-se que esta regressão é traduzida pela equação:

$$R = a + bP, \quad [\text{mm}] \quad (5.11)$$

em que R e P são os valores anuais, respetivamente, do escoamento na secção e da precipitação na bacia por ela definida, nas mesmas unidades de altura de água, usualmente mm; a e b são os parâmetros de regressão.

8. Exercícios

8.1 - Numa secção de um curso de água obtiveram-se os seguintes resultados durante a determinação do respetivo caudal pelo método da secção-velocidade. Determinar o caudal que se escoou na secção durante a medição.

Quadro 5.1 - Método da secção-velocidade. (Lencastre e Franco, 2003).

Vertical	Distância à origem (m)	Profundidade na vertical (m)	Velocidades (ms ⁻¹)	
1	0	0	0	0
2	1	0,86	0,44	1,07
3	2	1,25	0,98	1,54
4	3	0,93	0,52	1,11
5	4	0,64	0,28	0,42
6	4,4	0	0	0

8.2 - Determine o escoamento médio anual (em hm³) duma bacia hidrográfica com área igual a 50 km², sabendo que a precipitação média anual é de 500mm e que a relação escoamento/precipitação é dada por: $R = -120 + 0,55P$.

Soluções:

8.1. $Q = 2,84 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

8.2. $R = 155 \text{ mm} = 7,75 \text{ hm}^3$.

9. Referências bibliográficas

- Lencastre A. e F Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, ISBN 972-8152-59-0, Lisboa.
- Quintela A. C. (1992). *Hidráulica aplicada. Parte I - Hidrologia e Recursos Hídricos*. Instituto Superior Técnico. Lisboa.

Capítulo 6

Águas subterrâneas e agricultura

António Chambel

*ICT – Instituto de Ciências da Terra
Escola de Ciência e Tecnologia
Universidade de Évora*

1. Introdução

As águas subterrâneas têm sido usadas desde tempos imemoriais para fins relacionados com a sobrevivência humana. Essa utilização foi inicialmente feita através do recurso direto às águas de nascentes e, indiretamente, através da utilização de água em cursos de água superficiais, lagos ou pântanos dependentes de águas subterrâneas, o que sucede em muitas situações, principalmente em zonas mediterrânicas, onde os rios, nos períodos pouco pluviosos, funcionam como linhas de água de descarga dos aquíferos. Este facto sucede porque, após os episódios de precipitação, a água infiltrada no solo escoo muito mais lentamente do que a água que percola à superfície do solo. Algumas horas ou dias depois desses episódios de precipitação, as águas que escoam superficialmente já se deslocaram na sua totalidade para as linhas de água e, a partir dessa altura, toda a água que chega aos rios e ribeiros passou já pelo subsolo. Isto não significa obrigatoriamente que a água tenha atingido o nível freático do aquífero, uma vez que uma parte da mesma irá percolar o solo e sair para o meio hídrico superficial sem ter atingido o aquífero. Mas, passado algum tempo (horas, dias, semanas), uma parte da água ter-se-á deslocado verticalmente até ao aquífero, elevando o seu nível freático. Para restabelecer o equilíbrio, a água que se vai acumulando no aquífero pressiona a água que se encontra por baixo, obrigando as águas mais antigas a deslocar-se para saídas naturais (nascentes, rios, lagos, oceanos ou para outros aquíferos a jusante).

A variação anual natural dos níveis freáticos nos aquíferos tem fundamentalmente a ver com os ciclos de precipitação, podendo igualmente ser influenciados pela ligação desses aquíferos a massas de água superficiais (rios, lagos, pântanos) ou a outras massas de água subterrânea. A grande utilização de águas subterrâneas veio modificar os sistemas naturais em muitas zonas do globo, causando rebaixamentos que alteram os ciclos da natureza, muitas vezes de forma irreversível.

Em Portugal, estima-se que mais de 80% de toda a água subterrânea explorada seja usada para fins agrícolas, pelo que os maiores riscos de sobre-exploração do recurso passam por esta atividade. Ao contrário de outros países do mundo, não há ainda em Portugal muitos aquíferos em risco de sobre-exploração, embora surjam alguns sinais de preocupação em alguns deles, principalmente nas Orlas Meso-Cenozóicas Ocidental e Meridional (Figura 6.1).

Os usos de água subterrânea na agricultura têm, em relação à utilização de águas superficiais, algumas vantagens e algumas desvantagens. A principal vantagem é facto da água subterrânea poder ser obtida no local onde irá ser utilizada e por um valor relativamente baixo quando comparado com o investimento numa barragem no local ou numa área afastada, a que, neste caso, se adicionam os custos das aduções, por vezes atravessando extensões muito longas. As duas principais desvantagens poderão ser a eventual limitação de reservas renováveis de água subterrânea nesse local específico e a qualidade da mesma. Em relação a uma possível qualidade deficiente da água, esta pode ser de origem natural ou estar já influenciada por ações humanas (contaminada).

As reservas renováveis de água subterrânea são avaliadas pela diferença entre os volumes de infiltração de água nos aquíferos e as extracções somadas às descargas naturais dos mesmos. Os principais fatores que condicionam a recarga são os valores de precipitação e a sua distribuição anual, que em Portugal ocorre fundamentalmente durante o período pluvioso, entre o outono e o inverno, a permeabilidade dos solos, e a grande influência que a evapotranspiração tem no período menos pluvioso, com temperaturas muito elevadas na primavera-verão. A quantidade e qualidade da água subterrânea têm também muito a ver com a tipologia dos solos e rochas que constituem o substrato dos aquíferos. Em Portugal continental, a maioria das litologias correspondem ao grupo que é designado por rochas cristalinas, rochas duras ou rochas fraturadas, onde a circulação de água se faz fundamentalmente através de fraturas e não de poros, como é o caso de rochas de tipo arenoso. Cerca de dois terços da superfície do território português corresponde a afloramentos deste tipo de rochas, principalmente rochas ígneas (granitóides na sua maioria) e metamórficas (xistos e grauvaques na sua maioria). Essa área corresponde ao designado Maciço Antigo (Figura 6.1).

O restante terço do território continental português corresponde, do ponto de vista hidrogeológico, a rochas de dois tipos: cársicas e porosas. As rochas cársicas são rochas que têm igualmente uma permeabilidade por fratura, mas com fraturas muito alargadas por

dissolução química. É o caso das grutas em calcários e mármore, embora essas fraturas apresentem muitas vezes dimensões muito menores, apenas da ordem dos centímetros, mas suficientes para permitir a exploração de quantidades elevadas de água. As rochas porosas, soltas, do tipo areias, ou consolidadas, do tipo arenitos, apresentam uma circulação de água muito mais uniforme.

Os aquíferos cársicos e porosos são quase sempre muito mais produtivos do que os aquíferos em rochas fraturadas e, mesmo dentro de cada um dos tipos, pode haver uma grande irregularidade na distribuição do armazenamento e do movimento da água, nomeadamente quando zonas porosas têm uma grande percentagem de argilas, as quais colmatam a passagem de água subterrânea através dos poros. Na prática, o coeficiente de armazenamento, que representa o volume de água gravítica contido num determinado volume de aquífero, e a permeabilidade, que representa a facilidade com que a água se move no aquífero, condicionam a produtividade de todo o tipo de massas de água subterrânea.

Na Figura 6.1 podem ver-se, para além do Maciço Antigo, três outras zonas: a Bacia Meso-Cenozóica Ocidental (a norte de Lisboa, até à zona do Porto e também a Serra da Arrábida e o Sistema Aquífero de Sines, na costa do Alentejo), a Bacia Meso-Cenozóica Meridional ou Algarvia, no sul de Portugal, ambas com aquíferos cársicos, porosos ou mistos, e a Bacia Terciária do Tejo-Sado, na zona da bacia hidrográfica destes dois rios, com aquíferos fundamentalmente porosos.

Quanto ao quimismo das águas subterrâneas, este reflete um conjunto de circunstâncias e processos que partem da qualidade original da água de precipitação, da sua interação com a estrutura e composição do solo e da zona subsaturada, com as plantas e matéria orgânica com que entra em contacto durante a percolação até atingir o aquífero, e, na maioria dos casos, depende do processo mais importante, a interação com as rochas do aquífero, onde o tempo de contacto da água é maior e que, caso o tempo seja suficiente, levará a um equilíbrio químico entre a composição mineralógica das rochas e o quimismo da água subterrânea nesse aquífero. O estudo destes equilíbrios designa-se por hidrogeoquímica.

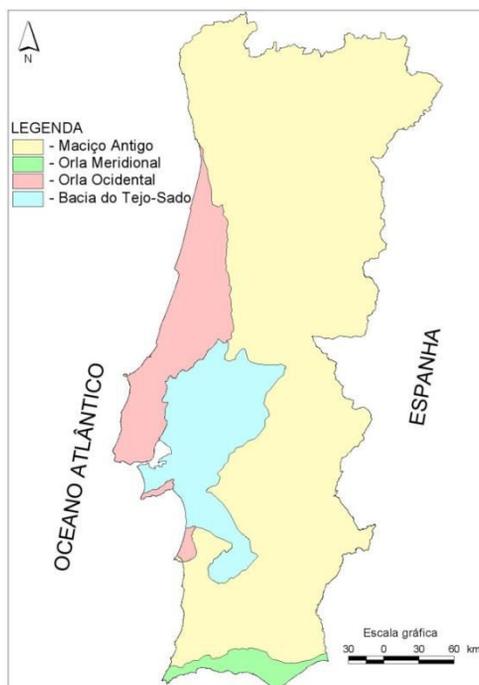


Figura 6.1. Carta das grandes unidades hidrogeológicas em Portugal continental (Almeida *et al.* 2000).

2. Caracterização dos aquíferos

Um aquífero é uma unidade tridimensional de rocha contendo água subterrânea em quantidades que possam ser exploradas. Trata-se portanto do conjunto água-rocha, com uma determinada área e uma determinada espessura, onde todos os poros e fraturas da rocha estão preenchidos com água, a designada zona saturada.

Os aquíferos situam-se por baixo da designada zona vadosa, de aeração, subsaturada ou não saturada, localizada entre o solo e o aquífero mais próximo da superfície (no caso de aquíferos sobrepostos), em que os poros e fraturas estão preenchidos com ar e água, neste caso principalmente água capilar. É uma importante zona para as águas subterrâneas, pois a maioria da infiltração dá-se através desta estrutura não saturada, interagindo com matéria mineral e orgânica até atingir o aquífero. É nesta zona que se dá uma parte importante da depuração das águas subterrâneas que são contaminadas à superfície do solo. Por ser uma zona rica em oxigénio, matéria orgânica e microorganismos que podem degradar uma parte dos agentes contaminantes, a água, na sua

passagem para o aquífero, pode ver bastante alterada a sua composição em poluentes de diversos tipos que sejam químico ou biologicamente degradáveis.

A água circula dentro dos aquíferos de modo distinto. Dentro dos aquíferos fraturados e cárscicos há um padrão de deslocação através de alinhamentos correspondentes às fraturas, com uma movimentação que pode ser muito direcional, heterogénea e aleatória. Dentro dos aquíferos de caráter poroso, o comportamento está mais próximo de um meio isotrópico e homogéneo, ou seja, há uma maior previsibilidade em relação ao comportamento dinâmico da água subterrânea.

Dentro dos aquíferos de caráter poroso, podem distinguir-se quatro tipos (Figura 6.2):

Os aquíferos livres, também designados por freáticos (Figura 6.2), que apenas apresentam uma camada impermeável na base, e têm a superfície piezométrica coincidente com o topo do aquífero; na sua superfície a água subterrânea encontra-se à pressão atmosférica e, quando se executa uma captação, a água dentro da mesma iguala a cota da água no aquífero; apresenta por cima a zona não saturada.

Os aquíferos confinados, ou cativos (Figura 6.2), que apresentam uma camada impermeável de rocha no topo (mais comumente argilas) e na base (mais comumente argilas, rochas carbonatadas ou cristalinas), e se encontram relativamente bem protegidos das infiltrações de água a partir da superfície; estes aquíferos apresentam água a pressão superior à atmosférica, o que significa que, quando se executa uma captação, a água sobe acima do teto do aquífero; o valor da elevação do nível freático em relação ao nível da água no aquífero depende do valor da pressão da água no mesmo.

Os aquíferos semiconfinados (Figura 6.2) são aquíferos de tipo intermédio entre os dois anteriores, com características de confinado quanto à pressão da água, mas que têm pelo menos num dos limites, geralmente o superior, uma camada isolante semipermeável, ou seja, que deixa passar a água, normalmente de um aquífero livre superior para o semiconfinado; este tipo de aquíferos tem duas grandes vantagens, uma recarga de água permanente e um isolamento em relação à superfície do solo, normalmente um material argiloso, que funciona como um filtro perfeito para qualquer tipo de água de menor qualidade que exista num aquífero superior e que passe essa barreira para o aquífero semiconfinado inferior.

Os aquíferos suspensos (Figura 6.2) são pequenos aquíferos acima da superfície freática dos aquíferos livres, suspensos muitas vezes acima

de camadas de tipo argiloso na zona subsaturada, e que podem abastecer, em termos agrícolas, pequenas hortas, através da utilização de poços tradicionais, mas que nunca poderão servir para grandes regadios, devido, na maioria dos casos, à sua limitada extensão horizontal e pequena espessura.

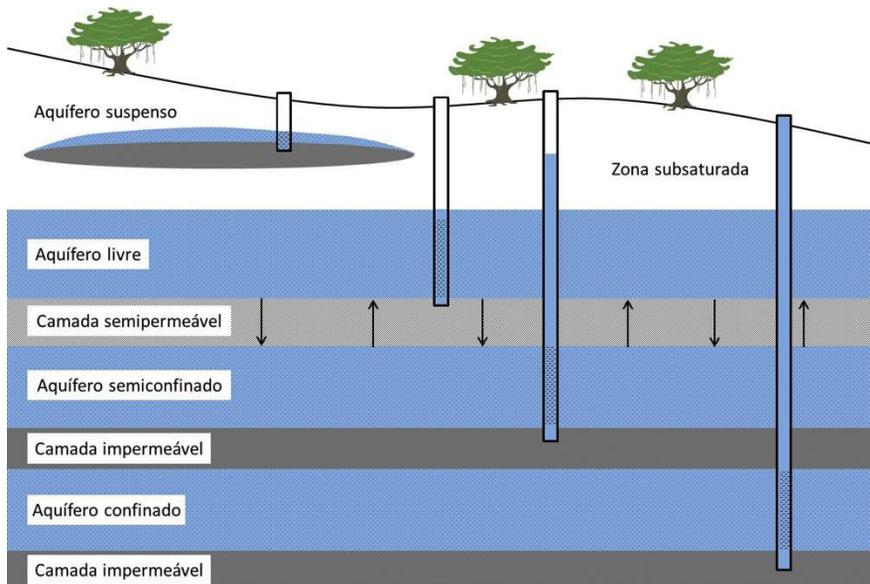


Figura 6.2. Tipos de aquíferos em rochas sedimentares porosas. Cada captação apresenta a zona de entrada de água (tubos-ralo) apenas no aquífero onde capta, encontrando-se isolada quando atravessa os restantes aquíferos.

Os níveis de água atingidos nas diversas captações representam as pressões em cada aquífero (Figura 6.2). Pode verificar-se neste caso que tanto nos aquíferos suspensos como nos livres os níveis nas captações correspondem aos níveis de água no aquífero. No caso dos aquíferos semiconfinados e confinados, a água encontra-se a pressão superior à atmosférica, levando a que os níveis dentro das captações se encontrem acima do topo dos aquíferos respetivos (Figuras 6.2). Neste caso, as captações designam-se por artesianas. Na captação que capta o aquífero confinado verifica-se que a água sobe mesmo acima do terreno. Neste caso, a captação designa-se por artesianas repuxante e a água escoará para fora da captação sem necessidade de bombeamento. Na camada semipermeável os movimentos de água podem ser de cima para baixo ou de baixo para cima, embora, no caso concreto da Figura 6.2, a pressão apenas permita a passagem de água de baixo para cima (o aquífero semiconfinado apresenta o nível freático acima do nível do aquífero livre). Normalmente a água só se deslocará do aquífero superior para o inferior

quando se criam subpressões no aquífero inferior, nomeadamente por desequilíbrios aquando de extrações de água nos aquíferos inferiores.

Os aquíferos livres, semiconfinados e confinados têm muitas vezes características hidráulicas e produtividades que permitem a utilização da água para fins agrícolas em áreas extensas. Em relação aos aquíferos suspensos, apenas permitem a rega de pequenas hortas.

Em relação aos aquíferos fraturados e cársicos, aplicam-se também estas classificações, mas com muita parcimónia, pois a situação é muito mais complexa e pode variar muito de um ponto do aquífero para outro e de captação para captação. Nas rochas fraturadas há alguns aquíferos definidos e identificados, mas a maioria do território português é classificado como sector pouco produtivo, ou seja, com produtividades médias esperadas, em exploração, inferiores a 1 l/s. Nestes casos, a exploração de água subterrânea para a agropecuária cingir-se-á à rega de pequenas hortas e à sua utilização na pecuária, não existindo volumes que possam garantir regadios extensos. Exceções são aquíferos como os Gabros de Beja ou o Aquífero de Évora, como exemplo. Para mais referências no Alentejo, consultar ERHSA 2001.

3. Características hidráulicas dos recursos hídricos subterrâneos

Os recursos hídricos subterrâneos, em termos da sua caracterização quantitativa, são identificados por três parâmetros hidráulicos:

O Coeficiente de Armazenamento (S), que corresponde, em percentagem, ao volume de água gravítica contida num determinado volume do aquífero (água mais a rocha que a contém); por exemplo, um valor de 0,10 indica que, em cada m³ de aquífero (água mais rocha), existem 100 l de água que pode ser explorada (gravítica); são comuns valores entre inferiores a 0,01 para rochas fraturadas e até 0,30 em rochas sedimentares porosas, podendo excepcionalmente rochas vulcânicas do tipo pedra-pomes ter valores superiores a 0,80.

O Coeficiente de Permeabilidade, ou Condutividade Hidráulica (K), que corresponde na prática à facilidade com que água atravessa o meio subterrâneo, é normalmente dado em m/s ou m/dia e corresponde ao volume de água (m³) que atravessa cada m² de aquífero, em cada unidade de tempo, respetivamente por segundo ou por dia; valores inferiores a 1 m/dia podem ser encontrados em rochas ígneas e metamórficas, e valores superiores às centenas podem ser representativos de rochas sedimentares porosas.

A Transmissividade (T), que corresponde à quantidade de água que um aquífero pode transmitir, ou seja, ao volume de água (m^3) que passa por metro linear de aquífero numa determinada unidade de tempo, e é geralmente apresentada em m^2/s ou m^2/dia ; tem uma relação direta com a Condutividade Hidráulica, através da fórmula $T = Kb$, em que b é a espessura do aquífero; para que haja um aproveitamento total do volume de água que um aquífero pode transmitir, é necessário que a captação seja completa, ou seja, que perfure toda a espessura saturada do aquífero, o que nem sempre sucede, quer devido a erro de construção, quer a constrangimentos técnicos.

Aquando da sua exploração, o conhecimento do Coeficiente de Armazenamento (S) e da Transmissividade (T) tornam-se essenciais para perceber como se vai comportar quer a captação, quer o aquífero.

Durante a extração de água num aquífero homogéneo e isótropo, os níveis dentro da captação baixam, rebaixando ao mesmo tempo o nível freático em redor da captação e elevando sucessivamente o valor do gradiente hidráulico em redor da mesma. O gradiente hidráulico corresponde à diferença de cotas do nível freático entre dois pontos da superfície livre das águas no aquífero em função da distância entre os dois pontos. Para os mesmos parâmetros hidráulicos, quanto maior for o gradiente hidráulico, maior será a velocidade com que a água se irá deslocar para a captação.

O rebaixamento do nível freático em redor da captação ganha o formato de um cone invertido, tanto mais profundo quanto maior o caudal extraído, maior o tempo decorrido e menor a Transmissividade e o Coeficiente de Armazenamento do aquífero (Figura 6.3). Em aquíferos isótopos e homogéneos será de esperar que, ao fim de algum tempo, geralmente horas, dias ou mesmo semanas ou meses, esse cone de rebaixamento que se vai criando estabilize. O cone de rebaixamento é real para os aquíferos livres e representa a pressão da água em cada ponto nos aquíferos confinados.

No início da extração, a água subtraída ao aquífero pela exploração é, em volume, superior à que entra na captação e os níveis vão continuar a descer, cada vez mais lentamente, até que se atinge um ponto em que a água que está a ser extraída estará em completo equilíbrio com a água que entra através das paredes da captação. Nesta altura o cone de rebaixamento estabiliza e pode manter-se durante dias ou meses nessa situação, caso a exploração continue ao mesmo ritmo. Haverá um formato de cone de rebaixamento estabilizado distinto, em cada captação, para diferentes valores de caudal de exploração.

Para além da profundidade do cone de rebaixamento, outra das características que importa reconhecer é o valor do raio de influência, ou seja, até que distância horizontal se estende esse cone de rebaixamento. Dentro dessa distância, qualquer outra captação localizada no mesmo aquífero será afetada através do rebaixamento do nível da água, mesmo quando se encontra em repouso. O valor desse rebaixamento dependerá do formato do cone e da proximidade à captação em extração. Esta situação pode ser particularmente gravosa para poços tradicionais de pequena profundidade, que podem ficar sem água devido à exploração em furos próximos em aquíferos livres.

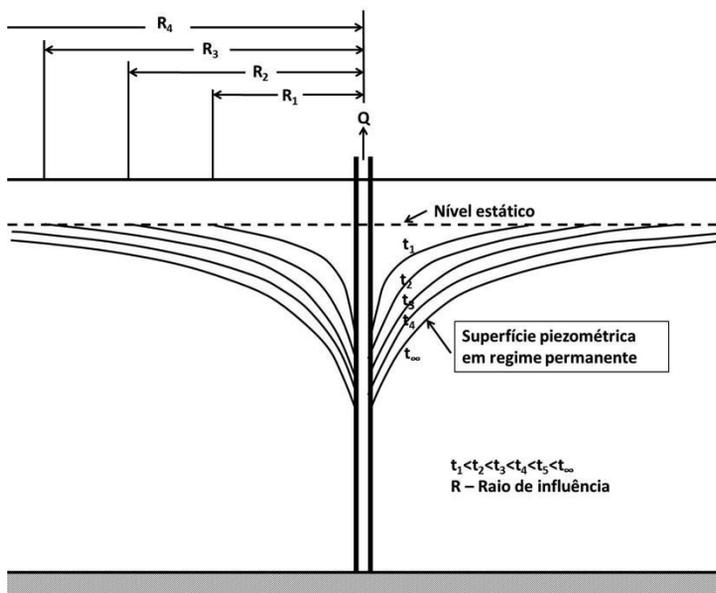


Figura 6.3. Cones de rebaixamento sucessivos numa captação em extração (Custodio e Llamas 1983). O cone mais baixo corresponde a um regime permanente, com estabilização do cone em função do caudal de exploração.

Ensaio de caudal em captações (Figura 6.4) mostram que, como seria de esperar, e para um mesmo caudal de extração, num aquífero com um Coeficiente de Armazenamento (S) baixo e valores de Transmissividade (T) também baixos, as extrações vão provocar um cone de rebaixamento muito profundo e um raio de influência muito alargado, motivado por um armazenamento limitado de água no aquífero e pela dificuldade de deslocamento da água no meio rochoso (exemplo da curva 2 na Figura 6.4). Quando S e T são de valor elevado, o cone de rebaixamento é muito reduzido em profundidade e em extensão, com um raio de influência mais limitado (exemplo da curva 3 na Figura 6.4).

Situações intermédias registam-se nas restantes duas situações extremas, um S reduzido e um valor de T elevado levará a um cone com grande extensão horizontal, mas com profundidade mais reduzida, e um S muito elevado e um valor de T reduzido levará a um cone profundo e um raio de influência mais curto (exemplo da curva 1 na Figura 6.4).

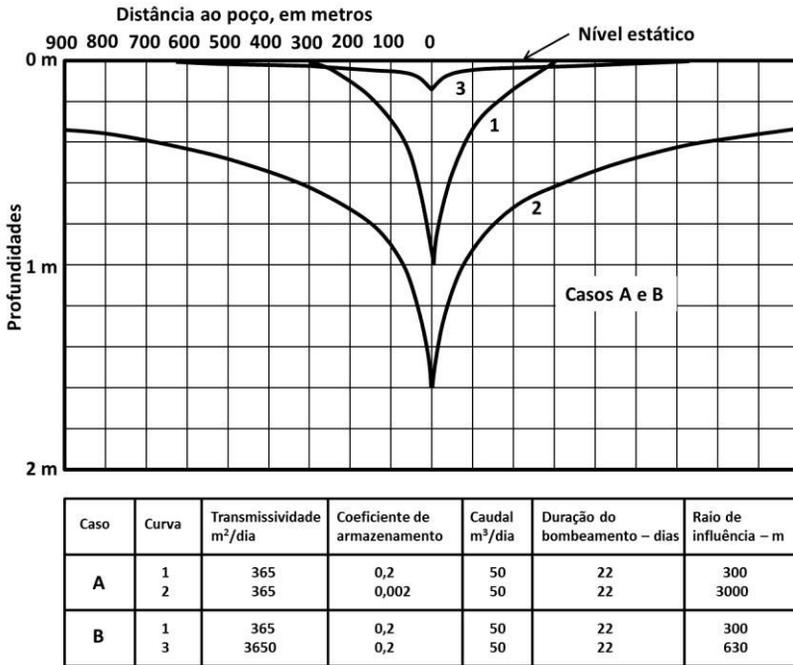


Figura 6.4. Cones de rebaixamento previstos para diferentes valores de S e T. (Custodio e Llamas 1983). Com o mesmo tempo de bombeamento, o cone torna-se mais profundo e muito mais extenso quando diminui o coeficiente de armazenamento. Ao aumentar a transmissividade, o cone de rebaixamento torna-se muito menos profundo.

4. Uso da água subterrânea na agricultura

O uso de água subterrânea na agricultura é muito comum, principalmente quando não há um acesso fácil ou pouco dispendioso a recursos hídricos de origem superficial. Os recursos hídricos subterrâneos são usados em todo o território português, ou seja, em todos os tipos de aquíferos e mesmo em zonas de baixa produtividade que existem em Portugal. Significa isto que existem regadios baseados em águas subterrâneas em condições muito distintas em relação à produtividade dos aquíferos e, logo, às características, quantidade e disposição das captações.

Nas orlas Meso-Cenozóicas Ocidental e Meridional e na Bacia do Tejo-Sado é possível encontrar grandes regadios com base numa ou em poucas captações, com produtividades que podem ultrapassar aos 100 l/s cada.

Nas zonas de rochas fraturadas as produtividades são relativamente baixas, mesmo dentro dos aquíferos principais, e obrigam à execução de captações múltiplas quando se pretendem regadios já com alguma dimensão. É comum verem-se conjuntos de furos, por vezes mais de 10, a serem utilizados para rega de áreas extensas na região do Alentejo. Devido à produtividade reduzida, as captações deveriam ser executadas afastadas entre si, para que pudessem ser exploradas em contínuo durante o maior intervalo de tempo possível, o que raramente acontece. Os efeitos conjugados da exploração múltipla de captações em zonas agrícolas são conhecidos (Figura 6.5) e provocam rebaixamentos por vezes muito acentuados numa extensa zona. Esses rebaixamentos são muitas vezes problemáticos, também pelos efeitos que têm em nascentes ou ecossistemas que dependam de águas subterrâneas, pois as nascentes correspondem a afloramentos do nível freático, e quando os níveis descem (imagem inferior na Figura 6.5), essas nascentes deixam de ter água, pelo menos nas alturas mais secas do ano hidrológico.

Caso a situação de rebaixamento possa ser compensada pela recarga anual a partir da precipitação ou de rios permanentes próximos, os níveis serão recuperados todos os anos e a situação não será muito problemática. Mas, quando os valores de exploração ultrapassam claramente os valores de recarga, entra-se numa situação designada por sobre-exploração, onde os níveis freáticos se vão tornando cada vez mais profundos. Em aquíferos porosos esta situação tem consequências que podem levar ao abatimento do solo em metros ou dezenas de metros, por ajustamento dos grãos componentes das rochas, principalmente das suas frações mais finas (argilas, siltes), fenómeno associado à falta da pressão original induzida pela presença da água. Esta situação de abatimento dos níveis do solo, designada por subsidência, ocorre já em muitos países do mundo, sendo talvez o caso mais conhecido o da Cidade do México, onde as extrações de água para rega e abastecimento público levaram a rebaixamentos do nível freático da ordem das dezenas de metros, com os respetivos abatimentos de terrenos a registarem valores entre alguns metros e uma dezena de metros nalguns locais. Este fenómeno também pode afetar as zonas cársticas, mas, neste caso, o processo pode ser muito mais rápido, com quedas abruptas do teto de grutas em regiões calcárias, por falta de sustentação provocada pela ausência da pressão da água extraída das mesmas.

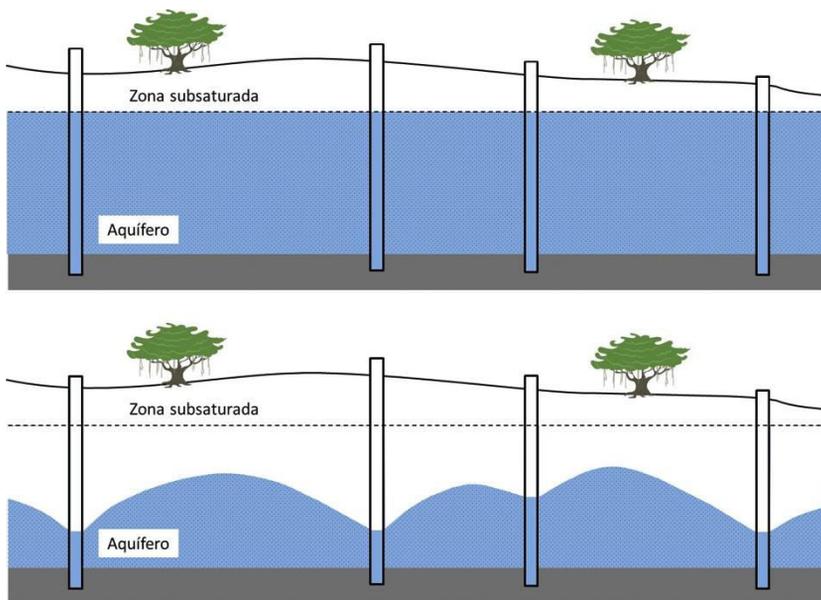


Figura 6.5. Rebaixamento previsível numa situação de sobre-exploração em zona de rega. Figura superior: situação natural. Figura inferior: situação de sobre-exploração.

Em rochas fraturadas, esse abatimento não é comum, mas as fraturas ficam vazias, o que pode levar, até certo ponto, ao que se designa por recarga induzida, ou seja, a um aumento da capacidade de recarga em períodos pluviosos, caso a permeabilidade do solo o permita. As zonas aquíferas desprovidas de água conseguirão armazenar mais água nesses anos do que em condições naturais, por haver maior espaço útil de armazenamento disponível.

5. Gestão da quantidade da água subterrânea em aquíferos e captações

A identificação da quantidade de água subterrânea disponível para qualquer uso numa captação é efetuada através de ensaios de caudal. Estes ensaios realizam-se após execução da perfuração e respetiva instalação do seu revestimento, com recurso à introdução de uma bomba, submersível no caso dos furos, ou externa, no caso de poços.

Considerando como exemplo as captações mais usuais na atualidade, os furos (captações executadas por meios mecânicos em que a profundidade é muito maior que o diâmetro), um ensaio de caudal

inicia-se pela extração da água subterrânea com uma bomba submersível, medindo-se os rebaixamentos dentro da captação em função do tempo decorrido desde o início do bombeamento. No caso de existirem furos próximos, estes podem ser usados como piezómetros de observação, permitindo a obtenção de dados mais rigorosos através das medições dos rebaixamentos no nível da água subterrânea nos mesmos. Destes ensaios de caudal resulta não só o desenho dos cones de rebaixamento que levam à identificação dos parâmetros hidráulicos do aquífero, K, T e S, tal como se mostrou no ponto 3, mas também a definição dos caudais de exploração, através de um equilíbrio sustentável entre os valores de extração e os rebaixamentos produzidos. Esta informação deverá ser conjugada regionalmente com os valores de infiltração, não devendo as extrações ultrapassar, por razões ecológicas, os 80 a 90% dos valores de recarga anual do aquífero. Se isso suceder, o aquífero pode entrar em sobre-exploração, os níveis de água subterrânea deixam de ter a capacidade para recuperar os níveis anuais médios e, ao longo dos anos, dá-se a um abatimento do nível freático, o que, como foi explicado no ponto 4, pode também levar, no caso de aquíferos porosos, a situações de subsidência.

Para evitar a situação de sobre-exploração, há necessidade de haver um controlo dos níveis piezométricos nos aquíferos, o que se faz através de uma rede de vigilância ativa, permitindo atempadamente perceber os riscos de exploração excessiva e tomar medidas para evitá-los.

6. Qualidade da água subterrânea para rega

O uso de água para rega tem sido desde há muito tempo uma forma de aumentar a produção agrícola. Em particular nos países de clima mediterrânico, o uso de água subterrânea na agricultura apresenta especificidades a nível da afetação dos solos que têm a ver com a deposição de sais à sua superfície, o que pode levar a uma perda de qualidade dos mesmos.

O regime pluviométrico em Portugal, com chuvas abundantes no inverno e quase ausência de precipitação no verão, quando há mais necessidade de água por parte das plantas, leva a que, para um normal desenvolvimento das culturas agrícolas, tenha de se recorrer à rega nos meses menos pluviosos, que são também os que apresentam as temperaturas mais elevadas ao longo do ano. Esta situação leva a que muita da água de rega se evapore. Como as águas subterrâneas apresentam algum grau de mineralização, proveniente da dissolução de minerais das rochas que atravessam e de eventuais episódios de poluição associados, a sua exposição à superfície do solo leva, por evaporação, à

deposição dos sais na sua superfície. O processo ocorre porque a água evapora no estado quase puro, deixando sobre o solo, ou na proximidade da superfície, todo o excesso de sais que possui. Daqui pode resultar uma diminuição das capacidades produtivas do solo, por mineralização da sua camada superior.

A Figura 6.6A mostra um dos fenómenos que podem ocorrer à superfície do solo quando água subterrânea com conteúdo muito reduzido em oxigénio dissolvido é exposta à presença de oxigénio. A oxigenação da água leva à deposição do cálcio sob a forma de carbonato de cálcio (CaCO_3).

Na Figura 6.6B observa-se o fenómeno da calcificação sob o solo, normalmente na zona de interface variável do nível freático (nível mais profundo em alturas menos pluviosas e mais superficial em alturas de pluviometria mais acentuada), onde o efeito da evapotranspiração se faz sentir (geralmente até cerca de 2 m de profundidade). A entrada de oxigénio na água, associada a fenómenos de evaporação, leva à deposição de níveis de CaCO_3 no subsolo, criando um nível claro sob o solo, designado por nível de calcretos. Este fenómeno prejudica a qualidade do solo e a sua produtividade e é particularmente visível nas zonas mais elevadas, por exposição provocada por erosão, acelerada pelos processos agrícolas de movimentação do solo.



Figura 6.6. Deposição de carbonato de cálcio numa nascente (A) e sob o solo (calcretos, B) na zona dos Gabros de Beja (fotos: Jorge Duque).

A salinidade da água e do solo são problemas cada vez mais presentes, principalmente em países com clima árido e semiárido. Para além da salinização dos solos, também as culturas mais sensíveis são muito afetadas por este fenómeno. A acumulação de alguns tipos de iões no interior das plantas pode levar a situações extremas de toxicidade, que levará, no extremo, à morte das mesmas. Os iões que podem causar mais problemas de toxicidade são o anião Cl^- e os catiões Na^+ e B^{3+} , embora

aplicadas a um solo, não deverá no entanto ser o único critério para tomar a decisão de as usar ou não. Há muitas outras variáveis que devem entrar nesta equação, como o tipo e porosidade dos solos, o tipo de culturas agrícolas a regar ou a quantidade de água a utilizar e tipo de rega.

7. Contaminação de águas subterrâneas por atividades agrícolas

De todas as atividades do Homem, a que mais influencia a qualidade geral das águas subterrâneas é a agricultura, pela sua expressão em termos de ocupação do solo. Não se trata da atividade mais perigosa em termos de contaminação das águas subterrâneas, mas sim a mais extensiva do ponto de vista territorial. Entre as atividades principais que podem causar degradação da qualidade dos recursos hídricos subterrâneos estão o uso de fertilizantes e pesticidas e o armazenamento ou espalhamento de resíduos de animais ou plantas sobre o terreno. Os efeitos mais extensivos correspondem à aplicação de fertilizantes inorgânicos ou orgânicos. Quando, às atividades agrícolas, se juntam as atividades pecuárias, a situação pode ser ainda mais intensa, dependendo da concentração de cabeças de gado no território.

Os três nutrientes principais requeridos pelas culturas agrícolas são o azoto (N), o fósforo (P) e o potássio (K), e os fertilizantes são categorizados em função desses conteúdos. As taxas anuais de aplicação de fertilizantes variam muito de região para região e de cultura para cultura, e, porque os fertilizantes são usados ano após ano, será de esperar que em muitas áreas, parte dos N, P ou K sejam arrastados através da zona não saturada, acabando por atingir as águas subterrâneas, por infiltração, e migrem ao longo dos aquíferos, de acordo com o seu regime de fluxo (Freeze e Cherry 1979).

Com uma mobilidade muito elevada, o N, na forma de NO_3^- , é o contaminante mais comum na água subterrânea em zonas agrícolas. Isto sucede porque a mobilidade do NO_3^- nos sistemas de fluxo subterrâneo é muito superior à das espécies dissolvidas de fósforo e porque fenómenos de troca catiónica levam a uma mobilidade muito reduzida do K^+ na maior parte dos materiais geológicos (Freeze e Cherry 1979).

Quanto aos pesticidas, o desenvolvimento de produtos cada vez mais degradáveis leva a que, atualmente, as consequências para as águas subterrâneas não pareçam muito significativas. As análises para deteção de pesticidas na região do Alentejo não têm obtido resultados positivos, o que pode ser explicado por três motivos: o grau de degradação dos pesticidas é já muito eficaz, não se estão a procurar os componentes corretos (não é fácil saber os pesticidas que estão a ser usados numa

determinada área em determinado tempo) ou deveriam ser pesquisados os produtos de degradação desses pesticidas e não os compostos originais, o que não sucede atualmente.

7.1 Comportamento hidroquímico do azoto (N)

O contaminante mais comum identificado na água subterrânea é o azoto dissolvido, na forma de nitrato (NO_3^-). Este contaminante provém de atividades agrícolas, de áreas de deposição ou passagem de resíduos orgânicos na superfície ou sob o solo e afeta as águas subterrâneas em praticamente todo o mundo. O nitrato existe em ambientes naturais nas águas subterrâneas, proveniente da decomposição de matéria orgânica, plantas ou animais existentes na natureza, mas raramente ultrapassa os 2-3 mg/l. Quando estes valores são ultrapassados, está-se geralmente na presença de contaminação. Apesar do NO_3^- ser a forma principal de ocorrência do azoto na água subterrânea, o azoto dissolvido ocorre igualmente sob a forma de amónio (NH_4^+), amónia (NH_3), nitrito (NO_2^-), azoto (N_2), óxido nitroso (N_2O) e azoto orgânico (Freeze e Cherry 1979). Na Figura 6.8 pode observar-se o ciclo do azoto, com as suas fontes, processos e percursos, até atingir o meio hídrico subterrâneo.

A presença de nitratos em excesso nas águas subterrâneas tem origem em fontes de nitrato à superfície do solo, na zona do solo, ou em zonas do subsolo onde tenham sido enterrados ou passem (caso das águas residuais em povoações) resíduos ricos em azoto. Nalgumas situações, o NO_3^- que entra nas águas subterrâneas tem origem como NO_3^- em resíduos ou fertilizantes aplicados sobre o solo. Estas origens são designadas como fontes diretas de nitratos. Noutros casos o NO_3^- origina-se a partir da conversão de azoto orgânico ou NH_4^+ , que ocorrem naturalmente ou são introduzidos na zona do solo por atividades humanas. O processo de conversão de azoto orgânico em NH_4^+ é conhecido por amonificação. Através do processo de nitrificação, o NH_4^+ é convertido em NO_3^- , por oxidação. Ambos os processos ocorrem normalmente na zona não saturada, entre o solo e o nível freático, principalmente em zonas ricas em matéria orgânica e oxigénio (Freeze e Cherry 1979).

Nas concentrações geralmente existentes nas águas subterrâneas o NO_3^- não se encontra limitado por constantes de solubilidade, o que, em conjunto com a sua forma iónica, o torna extremamente móvel em águas subterrâneas. Em água subterrânea extremamente oxidante, o NO_3^- é a forma estável do azoto dissolvido e move-se no meio hídrico subterrâneo sem transformação e com pouca ou nenhuma retardação, podendo, em aquíferos livres relativamente superficiais, migrar a distâncias

consideráveis do seu local de origem (Freeze e Cherry 1979). Este é o motivo por que este tipo de contaminação se designa por difusa, uma vez que as concentrações de nitrato encontradas num determinado local do aquífero podem provir de distâncias elevadas, sendo muito difícil atribuir a essa contaminação uma origem precisa quando se trata de zonas agrícolas.

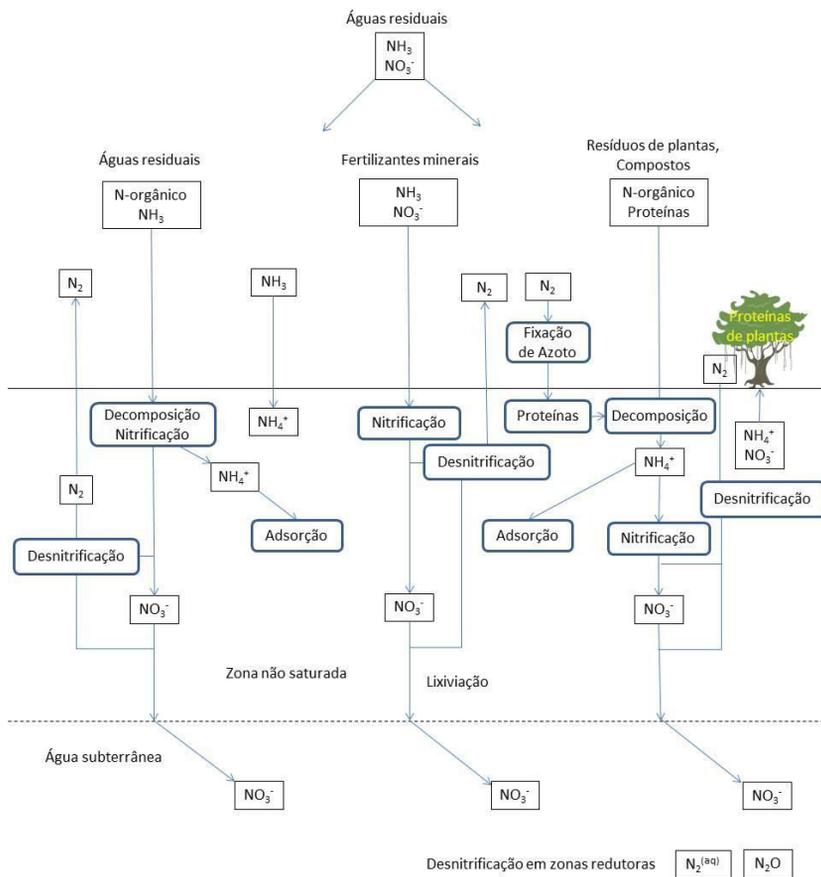


Figura 6.8. Fontes e percursos do azoto no ambiente subterrâneo (Freeze e Cherry 1979). Uma grande parte do contaminante NO_3^- provém de atividades agrícolas ou agropecuárias.

Em condições especiais pode ocorrer um processo de desnitrificação natural dentro das águas subterrâneas (Figura 6.8), como é o caso de um declínio do potencial redox no aquífero, um processo em

que o NO_3^- é reduzido a N_2O ou N_2 (Freeze e Cherry 1979), através por exemplo deste processo químico (Appelo e Postma 1996):



em que o CH_2O representa a matéria orgânica.

Os produtos destas reações, N_2O ou N_2 , existem como espécies dissolvidas na águas subterrâneas e, caso a água se mova para a zona subsaturada, através de capilaridade e transpiração, uma porção do N_2O ou N_2 pode perder-se para o ar do solo (Freeze e Cherry 1979).

A fim de acelerar este processo de desnitrificação tem sido estudada a possibilidade de realizar tratamentos de remediação em aquíferos com base na introdução, em certas condições, de matéria orgânica nos mesmos, nomeadamente de açúcar, processo que no entanto é difícil, quer pela dispersão deste tipo de poluição, quer pelos custos que teria este tipo de tratamento. Alguns produtos considerados contaminantes em processos industriais, como os resultantes do processamento de hidrocarbonetos, têm também sido considerados como possibilidade para uso em processos de desnitrificação, uma vez que têm na sua base cadeias de carbono.

Do ponto de vista da qualidade da água subterrânea, a desnitrificação é um processo desejável. O incremento de concentração das espécies dissolvidas N_2O e N_2 não são prejudiciais para a água de consumo, enquanto concentrações superiores a 50 mg/l de NO_3^- ultrapassam o limite permitido para consumo público, tornando-se a água inadequada para consumo de gado a concentrações superiores a 450 mg/l.

8. Conclusões

A utilização de água subterrânea em agricultura tem a grande vantagem de, em função das características hidrogeológicas locais:

Poder garantir o abastecimento em água a partir de uma origem local;

Em caso de necessidade urgente, poder garantir esse abastecimento num período relativamente curto, pois a obra hidráulica de captação de água subterrânea é de curta duração;

Poder garantir o abastecimento a um custo relativamente baixo, quando comparado com captações de origem superficial;

Mas apresenta, por outro lado, algumas desvantagens:

A relativa pouca produtividade de algumas formações geológicas;

A possibilidade de sobre-exploração do aquífero, caso a exploração de água ultrapasse em 80 a 90% a capacidade de recarga anual do aquífero, valores limite que se considera permitirem a continuidade das funções ecológicas das águas subterrâneas;

A possibilidade de contaminação do aquífero através das águas de rega em excesso, que retornam ao aquífero; embora aqui não haja distinção entre a rega por águas subterrâneas ou superficiais, como as superficiais apresentam quase sempre valores de nitratos relativamente baixos, a recirculação para o aquífero das águas de rega em excesso quando estas têm origem em águas subterrâneas é geralmente mais prejudicial do que a recirculação a partir de águas superficiais;

As águas subterrâneas, como um recurso abundante (mais de 97% das águas doces do globo), são usadas para fins agrícolas em todas as zonas do mundo onde a agricultura é possível, mas a sua importância relativa é muito maior em zonas áridas e semiáridas, onde a escassez de água superficial ou a irregularidade da sua distribuição temporal, como é o caso das áreas de clima mediterrânico, faz com que o recurso subterrâneo se torne essencial para uma agricultura sustentável.

9. Exercícios

1. Com base no diagrama de Figura 6.7 (tire cópia), identifique o risco de salinização e de alcalinização para os solos, em caso de rega, com águas subterrâneas com as seguintes características:

	Amostra 1	Amostra 2	Amostra 3	Amostra 4
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	1500	200	800	15000
Na (mg/l)	120	23	143	1800
Ca (mg/l)	80	13	250	2400
Mg (mg/l)	30	4	66	600

10. Referências bibliográficas

- Almeida C., Mendonça J., Jesus M.R., Gomes A. 2000. *Sistemas Aquíferos de Portugal Continental*. Instituto da Água/Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, 3 Volumes, 671 p.
- Appelo, C.A.J., Postma, D. 1996. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 536 p.

- Carmona Rodrigues A. (1999). A Qualidade da Água na Rega. *A Agricultura Portuguesa, a Água e o Ambiente*, 1º Seminário do IHERA e da APRH, com o patrocínio da CNPID, Fomento Gráfico, 75-108.
- Custodio E., Llamas R. (1983). Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, S.A., Barcelona, Espanha, Vol. 1 e 2, 2350 p.
- ERHSA, 2001. Projecto Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo. CCDR Alentejo.
- Freeze R.A., Cherry J.A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., EUA, 604 p.
- Trautmann R.R. 2009. Disponibilidade de Boro para a Cultura de Soja em resposta a doses e fontes do Nutriente e potenciais de Água no Solo. Dissertação de Mestrado em Agronomia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Brasil, 81 p.
- Richards, L., Allison, L., Bernstein, L., Bower, C., Brown, J., Fireman, M., Hatcher, J., Hayward, H., Pearson, G., Reeve, R. & Wilcox, L. (1954) - *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. Unit. Stat. Salinity Lab. Staff, L. Richards Ed., 160 p.

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).

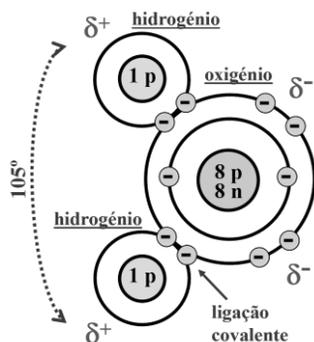


Figura 7.1. Representação esquemática da estrutura da molécula de água. O grande núcleo do átomo de oxigénio, com 8 prótons (p) e 8 neutrões (n), atrai os eletrões originando a formação de polos com cargas parciais positivas (δ^+) junto aos hidrogénios e cargas negativas (δ^-) junto ao oxigénio. Estas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

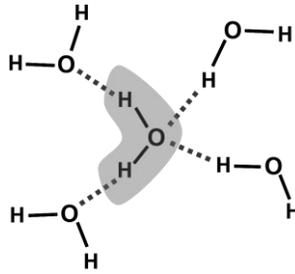


Figura 7.2. Representação esquemática das ligações por pontes de hidrogénio (linhas tracejadas) entre uma molécula de água (ao centro, sombreada) e quatro moléculas de água vizinhas.

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.

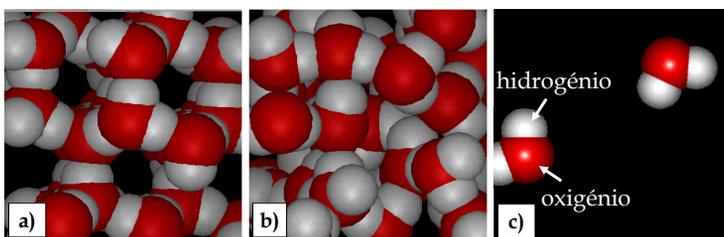


Figura 7.3. Representação da disposição das moléculas de água em três estados. No estado sólido (a) forma-se um cristal o que leva ao aumento do espaço entre as moléculas e, conseqüentemente, do seu volume relativamente ao estado líquido (b). No estado gasoso (c) as moléculas de água estão muito afastadas 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.

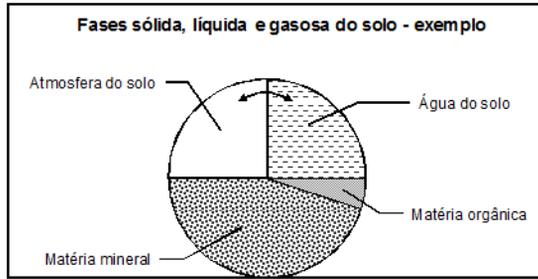


Figura 7.4. Proporção tipo entre a fase sólida e os poros do solo, ocupados com fase líquida e gasosa.

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 abcissas (em escala logarítmica na figura).

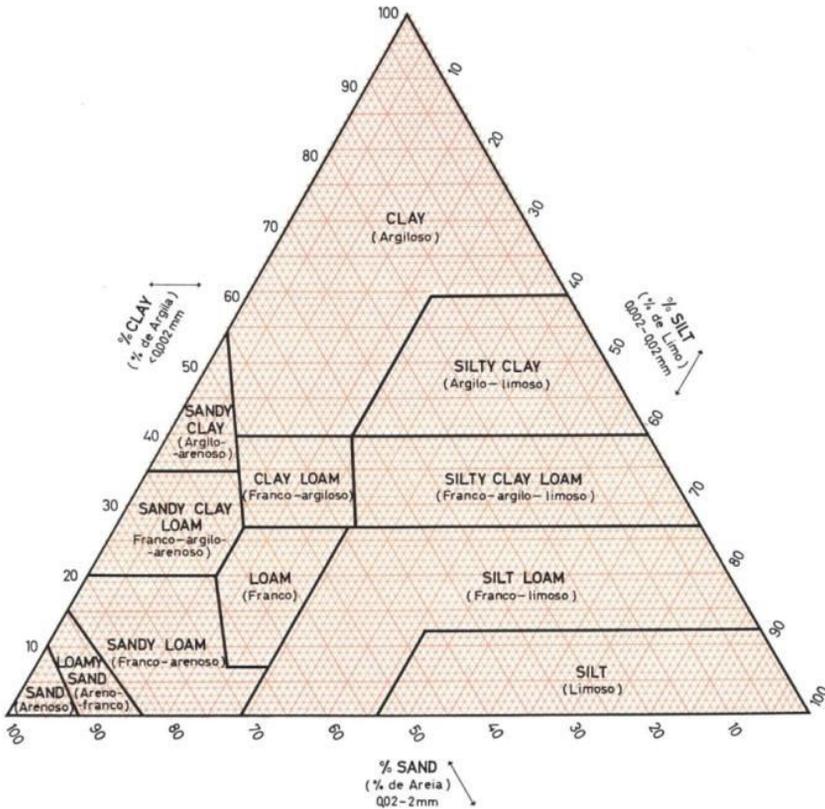


Figura 7.5. Diagrama triangular das classes texturais de acordo com a classificação granulométrica da IUSS adaptado por Gomes & Silva (1962).

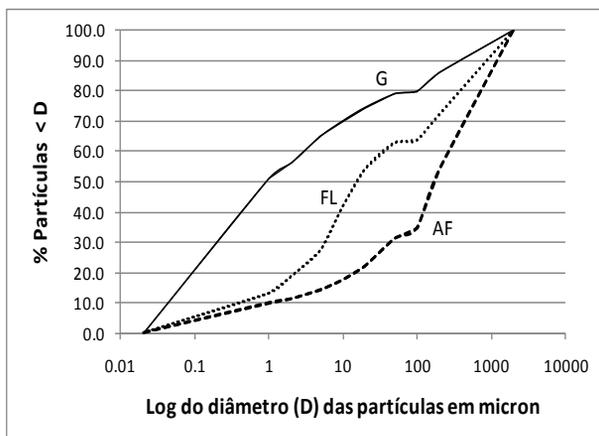


Figura 7.6. Curvas de distribuição granulométrica cumulativa para 3 horizontes (terra fina) com classes texturais diferentes: G – argilosa, FL – Franco-limosa, AF – areno-franca.

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)	I	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 acresce 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).

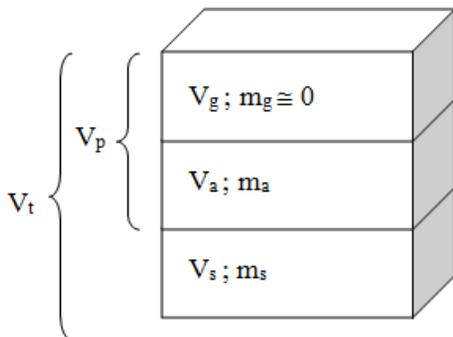


Figura 7.7. Representação teórica com separação das 3 fases da matéria que ocorrem no material do solo.

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.

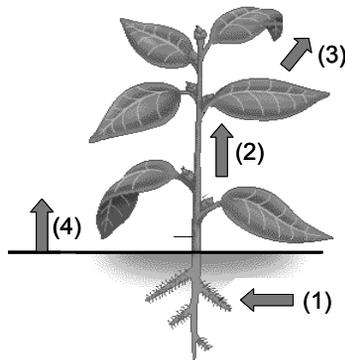


Figura 7.8. O fluxo transpiracional de água na planta. A água do solo é (1) absorvida pela raiz, desloca-se até à zona central onde estão os vasos condutores do xilema pelos quais (2) ascende até às folhas. Nestas, a (3) água desloca-se para a superfície onde se evapora para a atmosfera pelo processo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

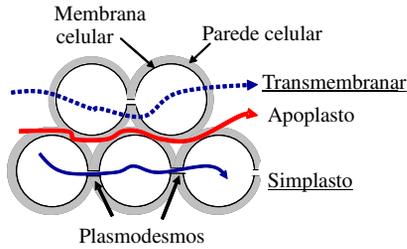


Figura 7.9. Vias alternativas para o fluxo de água através das células da planta. A via celular (azul) subdivide-se nas vias transmembranar (atravessando as membranas das células) e simplasto (através dos plasmodesmos). Pela via apoplasto, a água move-se embebida nas fibras da parede celular.

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.

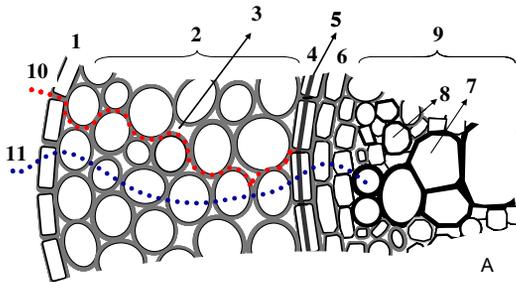


Figura 7.10. Movimento radial da água desde o solo até à zona central da raiz onde se localiza o xilema. Mostra-se uma fração de um corte transversal de uma raiz e os trajetos de difusão da água pela via apoplasto (10, vermelho) e celular (11, azul), a primeira bloqueada pelas bandas de Caspary (5) da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

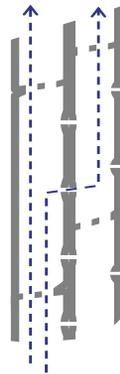


Figura 7.11. Esquema simplificado de um corte longitudinal de dois vasos do xilema. As paredes das células condutoras – as traqueias – são rígidas e não têm membrana celular. As paredes de topo ou não existem ou têm grandes poros (como neste exemplo). A água pode mover-se livremente na vertical e, nalguns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

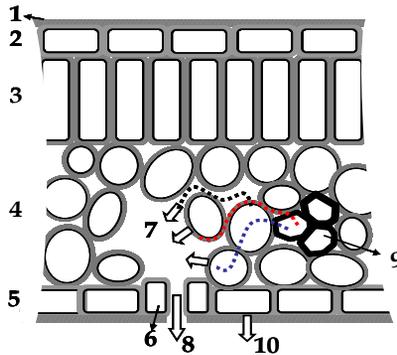


Figura 7.12. Representação esquemática de parte de um corte transversal de uma folha. A folha é delimitada pelas células da epiderme (2) revestidas no exterior por uma camada de cutina e ceras, a cutícula (1). O espaço entre as duas epidermes é preenchido por células de parênquima que, nalguns casos, 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:

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

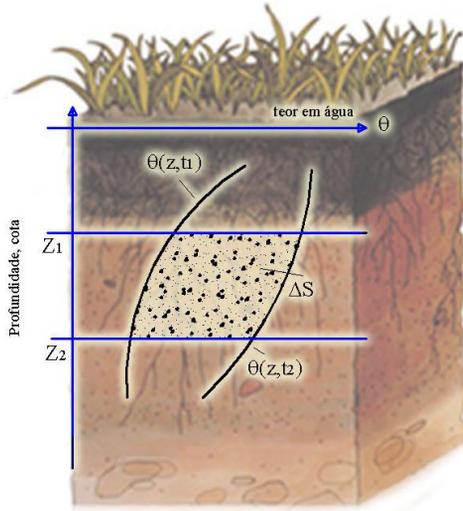


Figura 7.13. Variação de armazenamento entre os tempos t_1 e t_2 e as profundidades z_1 e z_2 .

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 $80^\circ C$ (equação 7.26).

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

Mas a %H₂O 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 %H₂O, sendo um melhor indicador do estado hídrico da planta. Note-se que uma folha de oliveira pode ter uma %H₂O 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.

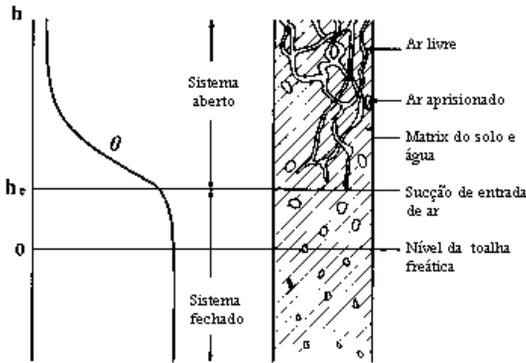


Figura 7.14. Representação esquemática da relação $h(\theta)$ no sistema solo-água.

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:

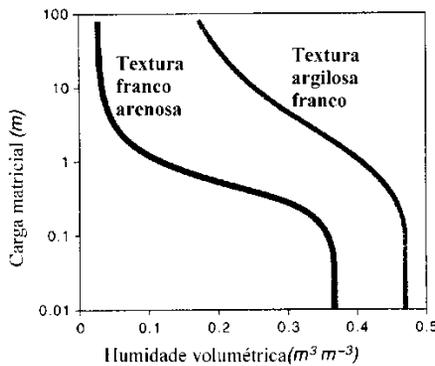


Figura 7.15. Curvas características de dois solos com diferentes texturas.

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.

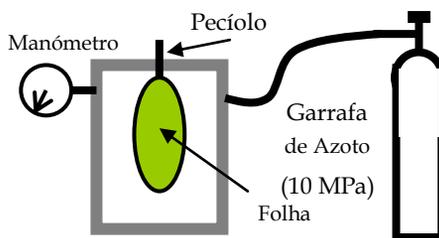


Figura 7.16. Câmara de pressão para a determinação do potencial hídrico das células de uma folha ou ramo. A pressão na câmara é gradualmente aumentada até que se observe a saída de suco xilémico na secção de corte do pecíolo ou caule.

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.

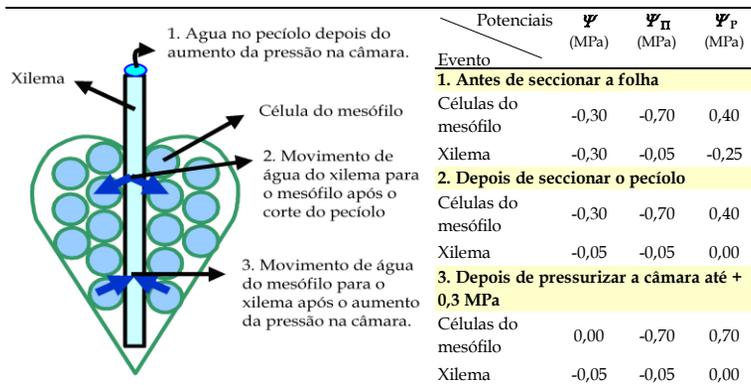


Figura 7.17. Alterações dos valores dos potenciais foliares aquando da determinação do potencial hídrico com uma câmara de pressão. Antes de seccionar o pecíolo da folha (1.), os valores do potencial hídrico e seus componentes, nas células do mesófilo e nos vasos do xilema, seriam os mostrados na tabela. 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).

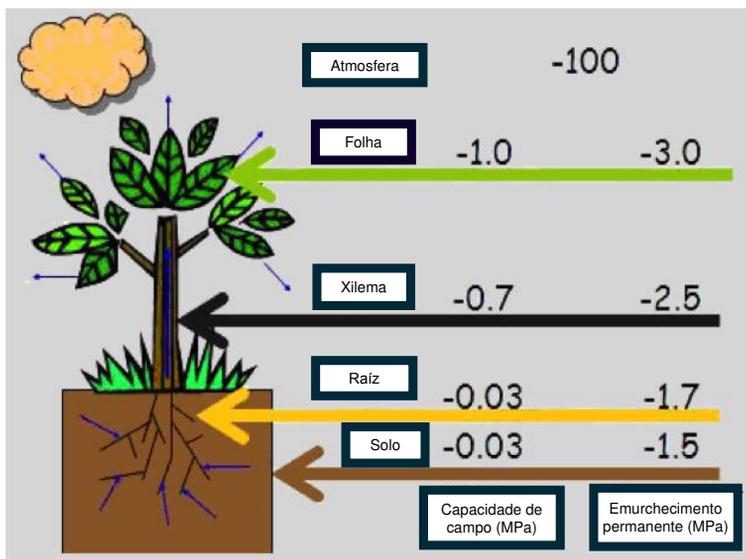


Figura 7.18. Representação do potencial energético da água no contínuo solo-água-planta-atmosfera, com o fluxo de água a fazer-se do solo para as raízes e destas para o caule, através do seu xilema, e para as folhas, até a atmosfera. Solo à capacidade de campo e no emurchecimento permanente (MPa). Com 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.

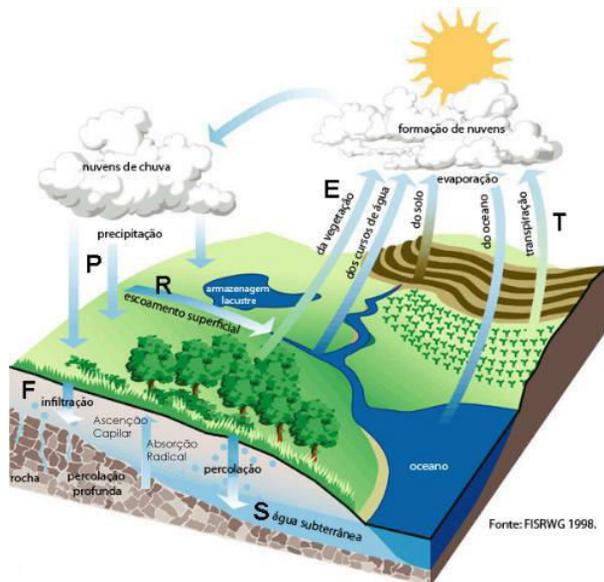


Figura 7.19. Os principais termos do balanço hídrico (ver capítulo 1.Ciclo hidrológico).

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.

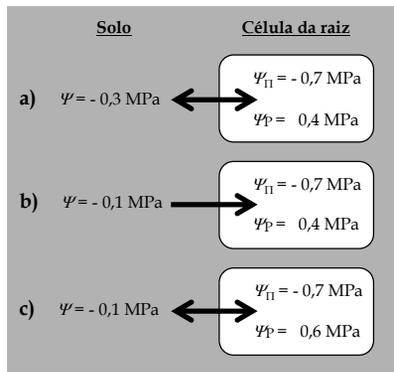


Figura 7.20. Exemplo do fluxo de água por osmose entre o solo e uma célula da raiz. Em a), o meio (solo) e a célula da raiz estão em equilíbrio hídrico, têm ambos um potencial hídrico de - 0,3 MPa. Depois, em b), o ψ do solo aumenta o que causa o fluxo de água para a célula, por osmose. Esta entrada 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.

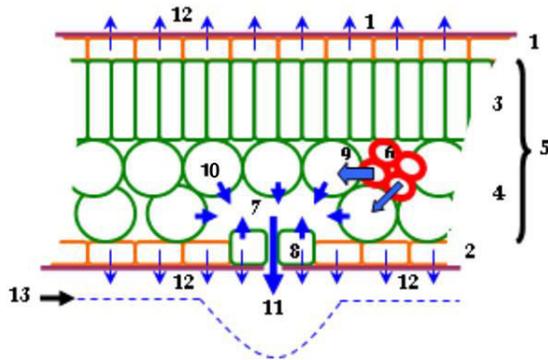


Figura 7.21. Representação esquemática de um corte transversal de uma folha mostrando as principais vias da transpiração. 1- epiderme superior (com cutícula); 2- epiderme inferior (com cutícula); 3- parênquima empalçado; 4- parênquima lacunoso; 5- mesófilo; 6- vaso do xilema; 7- câmara estomática; 8- 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:

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

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.

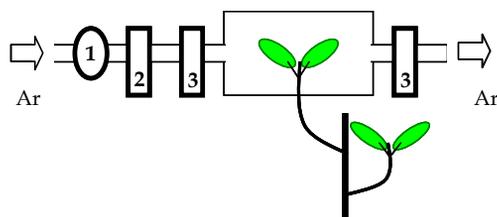


Figura 7.22. Esquema de um porómetro para determinação da taxa de transpiração (T) ou da condutância (g_s) em plantas. 1- Gerador de fluxo de ar; 2- Medidor de fluxo de ar; 3- Medidor da humidade do ar. As folhas da planta são colocadas na câmara de vidro. O ar é forçado a entrar, medindo-se este fluxo. 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.

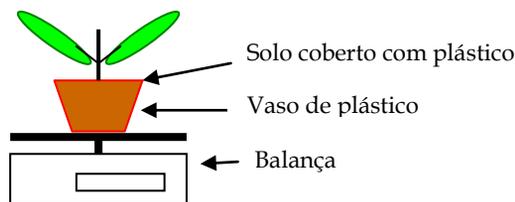


Figura 7.23. Método gravimétrico para determinação da transpiração em plantas. O vaso deve ser de material impermeável (e.g. plástico) e a superfície do solo deve ser coberta também com um material impermeável. Se o solo estiver descoberto mede-se neste caso a evapotranspiração. Pode utilizar-se este 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).

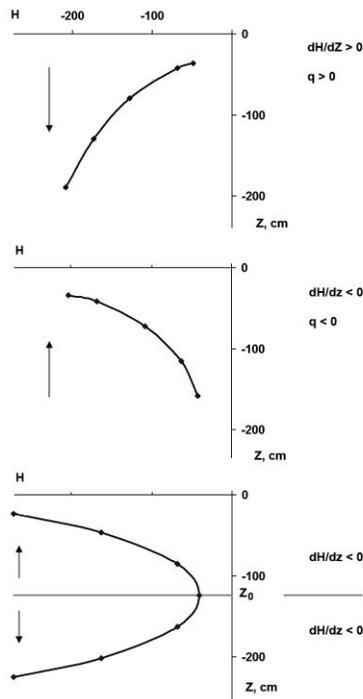


Figura 7.24. Perfis de carga total – escoamento descendente, ascendente e redistribuição

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.

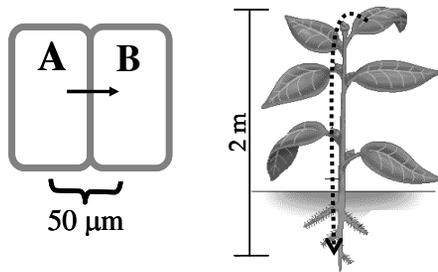
Esta última situação apresenta-se geralmente a seguir a uma chuvada ou rega, na ausência de freático ou quando profunda e deve-se à existência simultânea de evaporação à superfície e de redistribuição em profundidade. Com o desenrolar do tempo, o plano de fluxo nulo desloca-se em direção à profundidade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

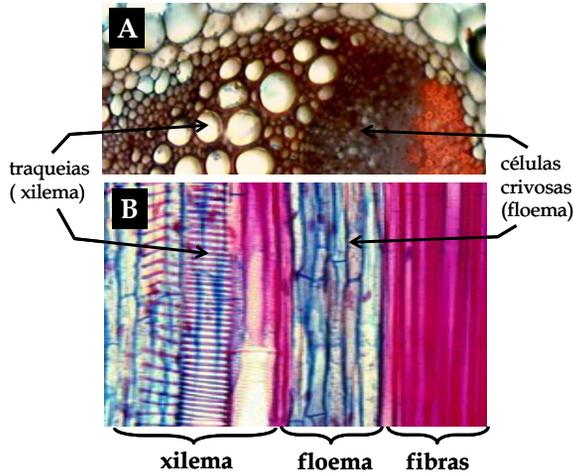


Figura 7.26. Fotografias ampliadas (aproximadamente 150 vezes) de cortes transversal (A) e longitudinal (B) de um feixe vascular duplo com xilema e floema. À direita, existe um feixe de fibras de esclerênquima que tem apenas função de suporte. Podem ver-se as grandes células condutoras do xilema - traqueias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

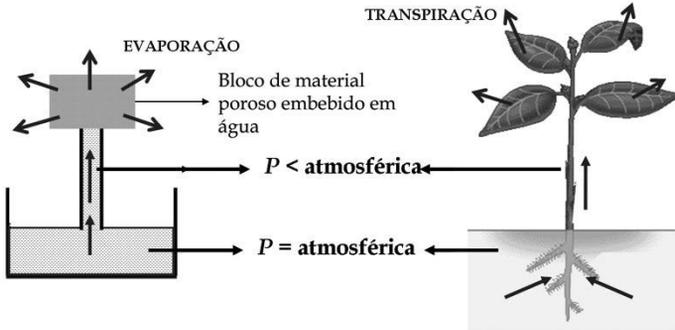


Figura 7.27. Mecanismo da coesão-tensão para o transporte no xilema. O modelo à esquerda mostra que a evaporação de água a partir de um material poroso (simulando as folhas), causa uma tensão (pressão inferior à atmosférica) na água no interior do tubo de vidro (simulando o xilema) o que leva à entrada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

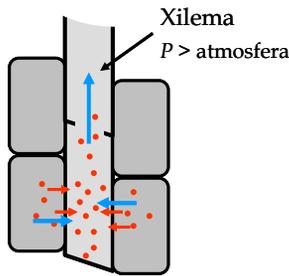


Figura 7.28. A pressão radicular é causada pelo transporte ativo, na raiz, de solutos (nutrientes) para o xilema, a partir de células vizinhas. O aumento da concentração de solutos no xilema causa a entrada de água por osmose e, conseqüentemente, o aumento da pressão na parte terminal do xilema e a ascensão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

Capítulo 8

Evaporação e evapotranspiração

Carlos Miranda Rodrigues

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

1. Definições

Designa-se por evaporação (E) o processo de passagem da água do estado líquido ao estado gasoso a qualquer temperatura inferior ao ponto de ebulição. A passagem do estado sólido ao estado gasoso designa-se por sublimação, no entanto, no balanço hidrológico a sublimação é computada globalmente com a evaporação (Lencastre, 1984). A mudança do estado sólido ou líquido para o estado gasoso dá-se quando a energia cinética das moléculas que constituem a substância aumenta, exigindo por isso, para se fazer com temperatura constante, consumo de uma certa quantidade de energia. Esta quantidade de energia por unidade de massa da substância é o chamado calor de vaporização.

Evaporação que ocorreria se a água não constituísse um fator limitante e a pressão de vapor da superfície evaporante fosse a da saturação, é designada por evaporação potencial (E_p).

Designa-se por transpiração (T) a evaporação da água absorvida pelas plantas e por elas eliminada nos diferentes processos biológicos (Lencastre, 1992), isto é, a passagem de vapor de água das plantas para a atmosfera. A passagem da água absorvida pelas plantas para a atmosfera dá-se, principalmente, através dos estomas (poros existentes na parte inferior das folhas). Os estomas abrem-se com a luz solar, permitindo a difusão do dióxido de carbono para o interior das folhas, a água contida nas células passa para os espaços intercelulares, onde é vaporizada e, quando os poros estão abertos escapa-se para a atmosfera, sendo a água transpirada substituída pela água que as raízes vão buscar ao solo.

O conjunto destes dois processos constitui a evapotranspiração (ET), que inclui, portanto, a transpiração das plantas e a evaporação do meio circundante (superfície do solo, água retida nas depressões do

terreno, rios, lagos, etc.). A evapotranspiração constitui, assim, toda a “perda de água que ocorreria em condições de solo perfeitamente abastecido de água para uso da vegetação” (Thornthwaite, 1948) ou seja, traduz a “evaporação a partir de uma ampla superfície de cultivo, que cobre o solo na totalidade, exerce uma resistência mínima ao fluxo de água, sendo esta um fator não limitante” (Rosenberg, 1974).

As designações de evaporação e evapotranspiração são usadas para referir quer os processos de transferência de água para a atmosfera, quer as respetivas quantidades, que se exprimem em altura de água sobre a superfície (Quintela, 1992).

Chama-se evapotranspiração potencial (ET_p) à quantidade de água que poderá passar para a atmosfera, diretamente e/ou através das plantas, se a humidade existente no solo estiver sempre disponível em quantidade suficiente, isto é, se não houver deficiência de alimentação em água para o referido processo. A evapotranspiração assim definida depende do tipo de cobertura vegetal e do seu grau de desenvolvimento. Para a evapotranspiração potencial se apresentar como uma grandeza climática, tem de ser referida em relação a uma superfície particular. Penman (1963), sugere que a definição original seja modificada para incluir a especificação de que a superfície do solo seja completamente coberta por relva. Nestas condições a evapotranspiração potencial é independente do tipo de cultura e designa-se por evapotranspiração de referência (ET_0).

A evapotranspiração referenciada a uma cultura particular diz-se evapotranspiração cultural (ET_c) e resulta de multiplicar ET_0 pelo coeficiente cultural, K_c , da cultura.

A evapotranspiração real (ET_r) corresponde à quantidade de água verdadeiramente perdida pelo solo, dependendo, para além das condições atmosféricas, do conteúdo de água no solo e das características da vegetação. Conceitualmente a evapotranspiração real não pode exceder a evapotranspiração potencial.

A evapotranspiração abrange uma grande parte da água retirada duma bacia hidrográfica, pelo que é importante a sua consideração do ponto de vista hidrológico. As estimativas da evapotranspiração são indispensáveis para a previsão das necessidades de água em projetos de rega.

O aumento dos lagos artificiais torna cada vez mais significativa a parcela do balanço hidrológico que resulta da evaporação dos lagos. Assim, antes do estabelecimento de uma nova albufeira, haverá que considerar o aumento da evaporação anual proveniente do acréscimo de

novas superfícies aquáticas. Estimativas das perdas de água por evaporação em albufeiras são necessárias para a definição da sua capacidade e condições de exploração nomeadamente quanto à satisfação dos consumos previstos.

2. Fatores intervenientes

Os fatores que mais condicionam a evaporação são de dois tipos, climáticos e físicos. Os condicionantes da evapotranspiração para além dos climáticos, assumem particular importância os relacionados com as características próprias da vegetação e o tipo de solo presente.

2.1 Fatores climáticos

A evaporação ocorre quando algumas moléculas de líquido aquecidas atingem uma energia cinética suficiente para vencer a tensão superficial e assim se libertarem da superfície do líquido. A energia provém da radiação solar, do calor transportado pela atmosfera ou da chegada de água quente (esgotos urbanos, águas de refrigeração das centrais elétricas ou de processos químicos, etc.). A evaporação é, portanto, condicionada pela radiação solar que depende da latitude, estação do ano, hora do dia e nebulosidade. Por outro lado, as moléculas vaporizadas produzem uma tensão de vapor (pressão exercida pelo vapor em determinado volume de ar). Quando o volume de ar considerado não consegue comportar mais vapor diz-se saturado, e a pressão exercida pelo vapor nestas condições designa-se por tensão de saturação do vapor, tornando-se igual ao valor da pressão atmosférica local no ponto de ebulição. A diferença entre a tensão de saturação do vapor e a tensão vapor real chama-se deficit de saturação. Assim, a evaporação é influenciada pela temperatura do ar e da água, pela pressão atmosférica e humidade.

Na ausência de vento, o vapor de água concentrado numa camada da atmosfera muito próximo da superfície livre, camada que se designa por camada evaporante, atinge o estado de saturação. Para que a evaporação continue, é necessário retirar a camada de ar saturado. Aparece assim um novo elemento condicionante da evaporação, o vento.

Em suma, para haver evaporação é necessário: energia, diferença de tensão de vapor entre a camada vizinha da superfície da água e a atmosfera e vento.

Para além das características referidas, há que ter também em conta as variações do calor armazenado pelas próprias massas de água, ao

longo do ano. No caso de lagos pequenos, sobretudo em regiões semiáridas, o ar muito seco que vai substituindo as camadas humedecidas pela evaporação pode ocasionar sensíveis aumentos de evaporação por efeito de oásis, mas que no caso de grandes lagos é praticamente inexistente.

2.2 Fatores físicos

Os fatores físicos mais condicionantes da evaporação prendem-se com as características geométricas das superfícies evaporantes e das regiões circundantes e com a existência de plantas e substâncias contidas na água. Por outro lado, os processos evaporativos a partir de superfícies de água são distintos daqueles que ocorrem se a superfície for o solo. A intensidade de evaporação de um solo que se encontre completamente saturado pode ser considerada como aproximadamente igual à evaporação a partir de uma superfície de água na sua proximidade à mesma temperatura, ou seja, submetida às mesmas condicionantes climáticas. A evaporação a partir do solo subsiste desde que exista humidade. No entanto, assim que o solo começar a secar, a intensidade de evaporação sofre uma redução substancial, uma vez que a transferência de energia calorífica se torna menos efetiva à medida que a água no solo fica mais distante da superfície. Por essa razão, a intensidade de evaporação desde a superfície de um solo encontra-se limitada à sua disponibilidade em água. Este comportamento é muito diferente quando consideramos a evaporação a partir de uma superfície livre de água em contacto com a atmosfera.

Em igualdade dos restantes fatores, a evaporação é tanto maior quanto maior for a turbidez da água pois, tais condições, favorecem uma maior absorção da radiação solar.

2.3 Fatores da vegetação

A evapotranspiração depende do albedo da vegetação e é tanto maior quanto menor o seu valor. O albedo varia em função da espécie vegetal, e dentro da mesma espécie, varia com o estado de desenvolvimento vegetativo. Dum modo geral, as culturas têm um albedo a variar entre 0,23 e 0,25, em verde, mas o seu valor tende a baixar à medida que se desenvolvem.

Em geral as florestas transpiram mais do que as culturas arvenses, havendo ainda diferenças entre as várias espécies arbóreas. Devido a diferenças na resistência dos estomas à difusão do vapor de água, há também diferenças importantes nas intensidades de evapotranspiração

entre espécies com o mesmo albedo quando expostas ao mesmo forçamento climático. Por outro lado, na mesma espécie a abertura dos estomas funciona como reguladora da evapotranspiração, reduzindo-se quer em condições de excessiva evapotranspiração, quer em condições de limitação da humidade do solo.

Quando a camada superior do solo está seca, as plantas com raízes pouco profundas reduzem a transpiração, no entanto as plantas com raízes muito profundas continuam a transpirar normalmente. Esta é uma razão pela qual as árvores transpiram mais do que as plantas herbáceas.

A densidade radicular das plantas pode também ser importante neste aspeto, na medida em que está relacionada com a facilidade de procurarem água para manterem a evapotranspiração.

As resinosas ao interceptarem mais água do que as folhosas fazem aumentar a evaporação. Além disso transpiram mais porque apresentam um albedo mais baixo, e as folhas têm duração mais longa.

2.4 Fatores do solo

O solo influencia a evapotranspiração quer pelo seu albedo, quer pela sua capacidade de reter e armazenar água, a qual depende da sua textura.

Solos de características arenosas acabam por limitar a perda de água porque, uma vez secos à superfície, é mais facilmente quebrada a continuidade da água ao nível dos poros e, conseqüentemente, reduzida a perda de água por evaporação já que a ascensão capilar é eliminada.

A maior quantidade de água armazenada pelos solos argilosos acaba por favorecer o desenvolvimento vegetal e a evapotranspiração, bem como a perda por evaporação direta a partir do solo.

3. Medição da evaporação e da evapotranspiração

A avaliação da evaporação pode ser feita por meio da observação da evaporação em evaporímetros de tina ou de tanque (tinas evaporimétricas ou tanques evaporimétricos) ou em atmómetros (evaporímetro de Piche, Livingstone e o de Balança).

3.1 Evaporímetros de tina ou de tanque

As tinas não são mais do que reservatórios contendo água exposta às condições atmosféricas - Figura 8.1. Podem ser instaladas tanto à superfície do solo, como é comum no caso da tina americana de Classe A, enterradas ou ainda flutuando nas águas das albufeiras ou dos lagos naturais. O Quadro 8.1 apresenta a principais características das tinas de utilização corrente.



Figura 8.1. Tina evaporimétrica de classe A e pormenor do poço amortecedor com respetivo parafuso micrométrico.

A evaporação medida nas tinas deve ser afetada de um coeficiente C , normalmente designado por coeficiente de tina ou tanque. Trata-se de um fator de redução relativamente aos valores medidos na tina já que, dada a pequena altura de água, a tina recebe grandes quantidades de energia por radiação e condução através dos lados e da base, o que faz aumentar a evaporação. Por outro lado, também a área, bastante pequena comparada com a de um lago, conduz a um aumento da evaporação por ser aí mais fácil a remoção, pelo vento, da camada de ar saturado à superfície da água. O próprio bordo da tina exerce influência na velocidade e turbulência do vento propiciando uma mais rápida remoção do ar.

Quadro 8.1. Características das tinas evaporimétricas.

Modelo	País	Forma	Superfície (m ²)	Profundidade (m)	Comentário	Coefficiente, $C_{E/E_{tina}}$
Classe A	EUA	Circular	1.167	0.254		0.7
Colorado	EUA	Quadrada	0.836	0.457	Enterrada	0.8
B.P.I.	EUA	Circular	2.627	0.61	Enterrada	0.92
GGI-300	Rússia	Circular	0.3	0.6	Enterrada	0.82
Balsa 20	Rússia	Circular	20	2	Flutuante	1

O coeficiente de tina pode então, ser definido como a relação entre a evaporação no lago, E , e a evaporação observada na tina ou tanque, E_{tina} :

$$C = \frac{E}{E_{tina}} \quad (8.1)$$

A determinação do coeficiente C é feita através dos balanços hidrológico e energético. Embora qualquer destes métodos seja de difícil aplicação, possibilitam a determinação de valores regionais do coeficiente de tina. Os valores de C , nalguns países, surgem publicados em cartas de âmbito regional, para utilização no estudo da evaporação em pequenas albufeiras. Em zonas em que os coeficientes de tina não foram ainda determinados, utilizam-se geralmente coeficientes médios idênticos aos apresentados no Quadro 8.1. No caso das tinas de Classe A são de esperar variações mensais de C entre 0,6 e 0,8 em função das estações do ano.

Em Portugal usam-se os seguintes valores médios para as tinas de Classe A: outubro a novembro - 0,7; dezembro a março - 0,6; abril e maio - 0,7 e junho a setembro 0,8.

Os valores medidos na tina podem ainda ser falseados pela deficiente quantificação da precipitação e pelo facto de não se evitar que animais, principalmente aves, bebam a água da tina. Por vezes para evitar os animais, são colocadas sobre a tina redes metálicas ou plásticas, vedando o acesso. No entanto, deve-se ter presente que, a colocação de tais artefactos, acaba por condicionar, pela sombra que provocam, a quantidade de radiação e, por conseguinte, a energia disponível para evaporação.

3.2 Atmómetros

Tal como as tinas evaporimétricas, os atmómetros são evaporímetros utilizados para a medição direta da evaporação. Existem vários tipos de atmómetros, dos quais se destacam, o de Piche, o de Livingstone e o de Balança.

O evaporímetro de Piche, é o mais utilizado entre nós e é constituído por um disco de papel poroso alimentado por uma coluna de água. A diminuição do nível da coluna de água permite avaliar a evaporação já que traduz uma medida do poder evaporante do ar.

Na Figura 8.2 esquematizam-se os três tipos de atmómetros referidos.

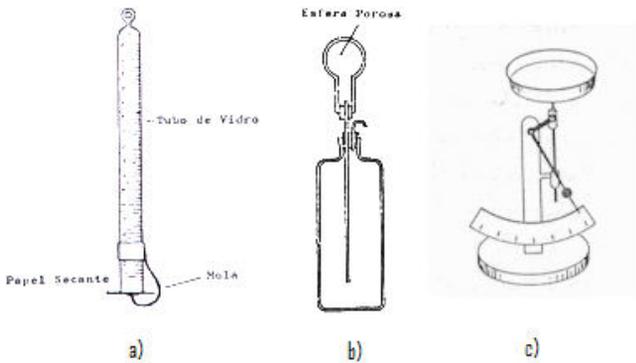


Figura 8.2. Atmômetros: a) Piche; b) Livingstone; c) Balança

Na maioria das situações os valores da evaporação obtida pelos evaporímetros de Piche aparecem subestimados quando comparados com os obtidos a partir da tina – Figura 8.3.

A relação entre as medições da evaporação em tinas e em evaporímetros de Piche, para valores anuais em mm, válida para o sul de Portugal, pode ser traduzida por uma regressão linear (Loureiro, 1982) tal que:

$$E_{tina} = 915,245 + 0,422E_{Piche} \quad (8.2)$$

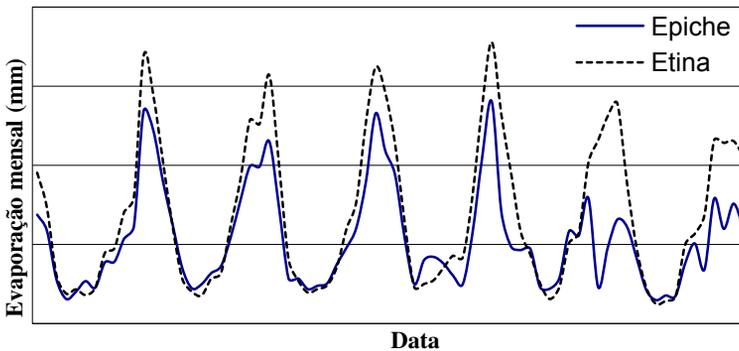


Figura 8.3. Comparação dos valores de E_{tina} vs E_{Piche} na estação climatológica Barragem do Divor (21J/03C).

4. Cálculo da evaporação por meio de balanço hidrológico

Para uma melhor quantificação da evaporação numa determinada região, e para se controlarem os resultados obtidos pelas tinas, deve-se, sempre que possível, efetuar o balanço entre todos os volumes de água afluentes e efluentes a um lago ou albufeira existente – Figura 8.4.

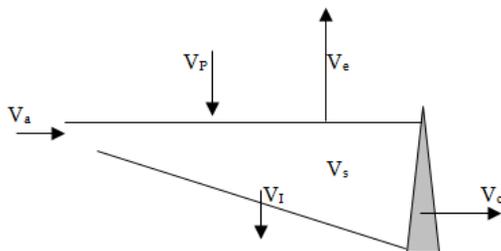


Figura 8.4. Esquemática das variáveis intervenientes no balanço de massa de uma albufeira.

O balanço de massa pode assim, ser expresso por,

$$V_e = (V_a + V_P) - (V_o + V_s + V_I) \quad (8.3)$$

onde, V_e é o volume evaporado, V_a é o volume de água que aflui à albufeira, V_P é o volume correspondente à precipitação reportada à área do espelho de água, V_o é o volume de água efluente da albufeira, V_s é o volume correspondente à variação do volume armazenado (positiva quando aumentar e negativa quando diminuir) e V_I , o volume infiltrado ou perdido por percolação. Todos estes volumes são facilmente quantificáveis à exceção de V_I , que geralmente é estimado com base na condutividade hidráulica dos solos da albufeira.

O valor de V_e obtido pela equação 8.3, pode ser expresso em altura equivalente de evaporação relativa ao período em análise, desde que se divida aquele volume, pela área média do espelho de água.

5. Medição da evapotranspiração

A evapotranspiração pode ser medida diretamente recorrendo a dispositivos denominados evapotranspirómetros ou lisímetros. Estes aparelhos possibilitam a realização de um balanço de massa ao nível de um bloco de solo isolado, mas no qual se faz a mesma cultura da zona envolvente. A perda de água por evapotranspiração é medida pela diferença entre a quantidade de água que aflui ao solo do lisímetro por meio da precipitação ou rega, e aquela que o abandona, por drenagem

profunda ou por escorrência superficial – lisímetro de drenagem (Figura 8.5).

Os lisímetros são instalações caras e de difícil manutenção pelo que são normalmente usados apenas com carácter experimental para a validação das fórmulas empíricas baseadas em parâmetros hidrometeorológicos de mais fácil determinação e geralmente disponíveis.

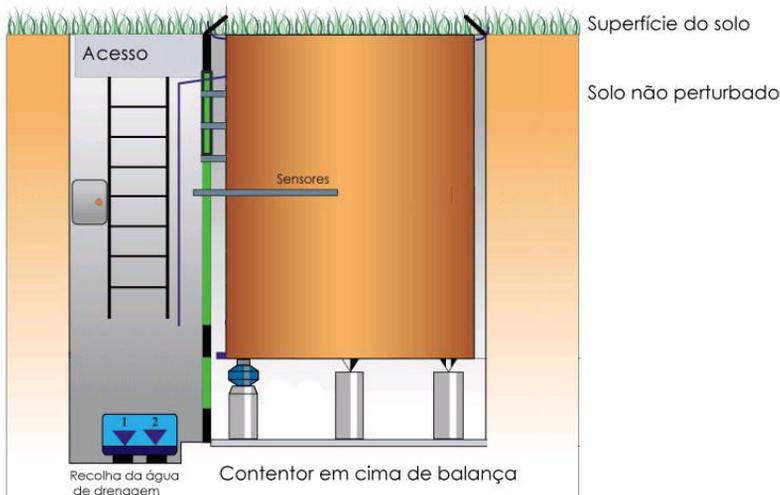


Figura 8.5. Representação esquemática de um lisímetro.

6. Fórmulas para determinação da evapotranspiração

Existem vários métodos para a avaliação da evapotranspiração, das quais aqui se destacam o de Thornthwaite, o de Turc, o de Penman-Modificado, o de Penman-Monteith e o de Hargreaves-Samani.

6.1 Fórmula de Thornthwaite

Este método baseia-se na correlação entre a temperatura média do ar e a evapotranspiração potencial a partir de grande número de medições das mesmas, aplicável para regiões onde a temperatura média mensal é positiva.

A evapotranspiração potencial é calculada com base em dois índices:

o Índice térmico mensal, i

$$i = (0.2 \bar{T})^{1.514} \quad (8.4)$$

onde, \bar{T} é a temperatura média mensal (°C);

e o Índice térmico anual, I

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad (8.5)$$

A evapotranspiração potencial, ET_p , em mm, num local do equador (Latitude 0 e 12 horas de luz por dia), durante um mês com trinta dias é dada por:

$$ET_p = 16 \left(10 \frac{\bar{T}}{I} \right)^a \quad (8.6)$$

com

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 77.1 \times 10^{-6} I^2 + 17.92 \times 10^{-3} I + 492.39 \times 10^{-3}$$

A evapotranspiração potencial noutra local, obtém-se aplicando um fator corretivo, f , à equação anterior, dependendo esse fator da latitude do local e do número de dias do mês, tal que:

$$ET_p = 16 \left(10 \frac{\bar{T}}{I} \right)^a \times f \quad (8.7)$$

com,

$$f = \frac{N/12 \times N_d}{30} \quad (8.8)$$

onde, $N/12$ traduz a insolação astronómica diária em função da Latitude expressa em unidades de 12h de um mês com 30 dias e N_d é o número de dias do mês.

O Quadro 8.2 apresenta valores de N correspondentes ao 15° dia de cada mês em função da latitude. Normalmente assume-se que o 15° dia representa a média mensal para N .

Quadro 8.2. Valores da insolação astronómica diária em horas para o hemisfério norte.

INSOLAÇÃO ASTRONÓMICA DIÁRIA EM HORAS (N)													
Latitude	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Latitude
N													N
0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	0
5	11.8	12.0	12.0	12.2	12.3	12.4	12.3	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	5
10	11.6	11.7	12.0	12.4	12.5	12.7	12.5	12.4	12.2	11.8	11.8	11.5	10
15	11.3	11.7	12.0	12.5	12.9	13.0	13.0	12.5	12.2	11.7	11.4	11.3	15
20	11.0	11.6	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.9	12.2	11.6	11.2	10.9	20
25	10.8	11.4	12.0	12.7	13.4	13.7	13.6	13.0	12.2	11.5	10.9	10.6	25
26	10.7	11.3	12.0	12.7	13.4	13.8	13.6	13.0	12.2	11.5	10.9	10.6	26
27	10.7	11.3	12.0	12.8	13.5	13.8	13.7	13.1	12.2	11.5	10.8	10.5	27
28	10.6	11.3	12.0	12.8	13.5	13.9	13.7	13.1	12.2	11.4	10.8	10.5	28
29	10.6	11.2	12.0	12.8	13.6	13.9	13.8	13.1	12.4	11.4	10.8	10.3	29
30	10.5	11.2	12.0	13.0	13.7	14.0	13.9	13.2	12.4	11.4	10.7	10.2	30
31	10.5	11.2	12.0	13.0	13.7	14.2	13.9	13.2	12.4	11.4	10.7	10.2	31
32	10.3	11.1	12.0	13.0	13.8	14.3	14.1	13.4	12.4	11.4	10.6	10.1	32
33	10.2	11.1	12.0	13.1	13.8	14.4	14.2	13.4	12.4	11.3	10.6	10.0	33
34	10.2	10.9	12.0	13.1	13.9	14.4	14.2	13.5	12.4	11.3	10.4	10.0	34
35	10.1	10.9	12.0	13.1	14.1	14.5	14.3	13.5	12.4	11.3	10.3	9.9	35
36	10.1	10.9	12.0	13.2	14.1	14.6	14.4	13.5	12.4	11.1	10.3	9.8	36
37	10.0	10.8	12.0	13.2	14.2	14.8	14.5	13.6	12.4	11.3	10.2	9.6	37
38	9.9	10.8	12.0	13.2	14.3	14.9	14.5	13.6	12.5	11.1	10.1	9.6	38
39	9.9	10.8	12.0	13.3	14.3	14.9	14.6	13.7	12.5	11.1	10.1	9.5	39
40	9.8	10.7	12.0	13.3	14.4	15.0	14.7	13.7	12.5	11.1	10.0	9.4	40
41	9.6	10.7	12.0	13.3	14.5	15.1	14.7	13.8	12.5	11.1	9.8	9.3	41
42	9.5	10.7	12.0	13.4	14.6	15.2	14.9	13.8	12.5	11.0	9.8	9.2	42
43	9.4	10.5	11.8	13.4	14.6	15.4	15.0	13.9	12.5	11.0	9.7	8.9	43
44	9.4	10.5	11.8	13.6	14.7	15.5	15.1	13.9	12.5	11.0	9.6	8.8	44
45	9.3	10.4	11.8	13.6	14.9	15.5	15.2	14.1	12.5	10.9	9.5	8.7	45
46	9.2	10.4	11.8	13.6	15.0	15.7	15.3	14.2	12.5	10.9	9.5	8.6	46
47	8.9	10.3	11.8	13.7	15.1	15.8	15.4	14.2	12.5	10.8	9.4	8.5	47
48	8.8	10.3	11.8	13.7	15.2	16.0	15.6	14.3	12.6	10.8	9.2	8.4	48
49	8.7	10.2	11.8	13.7	15.3	16.1	15.7	14.4	12.6	10.8	9.1	8.2	49
50	8.6	10.0	11.8	13.8	15.4	16.3	15.9	14.5	12.7	10.7	9.1	8.1	50

6.2 Fórmula de Turc

É um método onde a radiação solar assume preponderância. Segundo Turc a evapotranspiração potencial mensal, ETp em mm, é dada por,

$$ETp = 0.40 \frac{\bar{T}}{\bar{T} + 15} (R_c + 50) \quad (8.9)$$

onde, \bar{T} , é a temperatura média mensal (°C), R_c , a radiação global média diária durante o mês ($\text{cal cm}^{-2} \text{dia}^{-1}$), valor tabelado em função da latitude do lugar, ou obtido pela equação de Angström:

$$R_c = \left(\alpha + \beta \frac{n}{N} \right) R_n \quad (8.10)$$

com, α, β coeficientes de Angström, n , a insolação diária (h), N , a insolação astronómica diária (h) e R_n a radiação extraterrestre ($\text{calcm}^{-2}\text{d}^{-1}$)

Para o mês de fevereiro o valor 0,40 da equação 8.9 é substituído por 0,37 para ter em conta o menor número de dias desse mês. Nos meses em que a humidade relativa do ar for inferior a 50%, a equação 8.9 deve ser afetada de um fator corretivo, f_t dado por,

$$f_t = 1 + \frac{50 - HR}{70} \quad (8.11)$$

onde, HR representa a humidade relativa do ar (%).

Quadro 8.3 Radiação extraterrestre.

RADIÇÃO EXTRATERRESTRE , RA (Cal cm ⁻² dia ⁻¹)													
Latitude	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Latitude
N													N
0	860	890	895	870	825	795	805	840	880	890	860	845	0
10	760	829	875	895	890	875	880	890	880	849	780	740	10
20	640	730	825	895	930	935	930	910	855	760	665	615	20
30	505	620	750	870	950	975	960	905	800	665	545	675	30
40	365	495	655	815	935	985	965	870	720	550	400	325	40
50	215	355	540	745	905	980	950	820	625	425	260	185	50
60	85	210	405	650	865	970	925	750	510	280	120	55	60
Latitude	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Latitude
S													S
10	935	930	895	829	730	695	710	770	850	910	930	930	10
20	990	945	860	745	635	575	595	580	800	900	965	965	20
30	1020	930	800	645	515	445	470	575	725	870	985	1035	30
40	1020	895	720	530	380	305	330	450	625	810	970	1050	40
50	1005	835	620	400	245	170	195	315	510	735	940	1045	50
60	975	755	495	260	110	55	75	180	380	640	890	1030	60

6.3 Método de Penman modificado

Este método foi sugerido pela FAO em 1977 com particular aplicação para o cálculo das necessidades de rega das culturas, tendo por base a fórmula proposta por Penman em 1948, relativa às perdas de água por evaporação direta a partir de uma superfície livre de água.

A formulação apresentada pela FAO agrega duas componentes, uma energética, onde a radiação solar assume predominância, e outra aerodinâmica, para ter em atenção o efeito do vento na evapotranspiração. Assim temos:

$$ET_0 = c [W . R_n + (1-W) . f(u) . (e_s - e_a)] \quad (8.12)$$

em que:

ET_0 – evapotranspiração de referência (mm/d);

c – fator de correção entre as condições diurnas e noturnas;

W - fator de ponderação relacionado com a temperatura;

R_n - radiação líquida expressa em evaporação equivalente (mm/d);

$f(u)$ - função relacionada com o vento;

$(e_s - e_a)$ - deficit de saturação (mbar).

O fator c corrige os valores de ET_0 tendo em conta os valores da humidade relativa máxima, HR_{max} , da radiação solar, R_s , e da relação entre as velocidades do vento durante o dia relativamente aquelas que ocorrem durante a noite.

O deficit de saturação ($e_s - e_a$) traduz a diferença existente entre a tensão de vapor à saturação e tensão real de vapor. O valor de e_s é tabelado em função da temperatura média do ar em °C. O valor de e_a é igual ao produto de e_s pela humidade relativa do ar em %, tal que,

$$e_a = e_s \frac{HR}{100} \quad (8.13)$$

A função que entra em conta com o efeito do vento é expressa por,

$$f(u) = 0,27 \left(1 + \frac{U_2}{100} \right) \quad (8.14)$$

em que U_2 é velocidade total do vento obtida a uma altura de 2 metros, expressa em kmd^{-1} . Nem sempre os anemómetros são posicionados a 2 metros de altura pelo que, sempre que tal não aconteça, é necessário corrigir os valores do vento pelos fatores de correção do Quadro 8.4.

Quadro 8.4. Fatores para correção da velocidade do vento.

Altura da medição (m)	0.5	1	1.5	2	3	4	5	6	10
Factor de correção	1.35	1.15	1.06	1	0.93	0.88	0.85	0.83	0.77

O fator $(1 - W)$ pondera aos efeitos do vento e da humidade. Os seus valores encontram-se relacionados com a temperatura média e a altitude.

A ponderação dos efeitos da radiação é traduzida pelo fator W . Os seus valores encontram-se relacionados com a temperatura média e a altitude do local.

A radiação líquida, R_n , deriva do balanço de radiação da superfície, esquematizado na Figura 8.6, e corresponde à diferença entre a radiação líquida afluyente (curto comprimento de onda) e a radiação líquida efluyente (longo comprimento de onda):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (8.15)$$

com

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \left(0,25 + 0,50 \frac{n}{N} \right) R_a \quad (8.16)$$

$$R_{nl} = \sigma \bar{T}^4 \left(0,34 - 0,044 \sqrt{e_a} \right) \left(0,1 + 0,9 \frac{n}{N} \right) \quad (8.17)$$

onde, α corresponde ao albedo da superfície (normalmente $\alpha = 0,25$), $\frac{n}{N}$, a razão de insolação (-), \bar{T} , é a temperatura média do ar (K), σ , é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), e_a , a tensão de vapor atual (hPa) e R_a , a radiação extraterrestre ($\text{W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

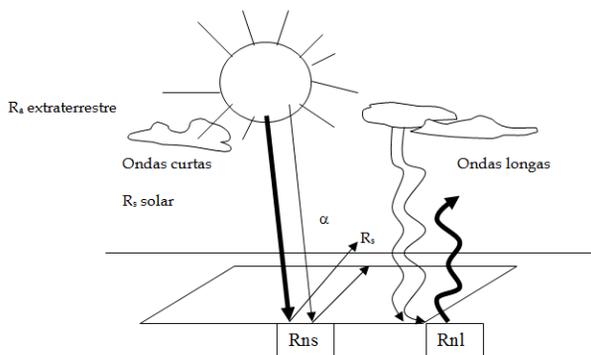


Figura 8.6. Balanço de radiação.

6.4 Método de Penman-Monteith

De acordo com as parametrizações propostas no boletim da FAO-56 (Allen, *et al.*, 1998), a equação original de Penman-Monteith para o cálculo da evapotranspiração de referência, assume a forma seguinte:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{\bar{T}_2 + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad (8.18)$$

onde, ET_0 , é a evapotranspiração de referência (mm d^{-1}), Δ representa o declive da curva de tensão de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n , é a radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G , corresponde ao fluxo de calor do solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), γ , é a constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), \bar{T}_2 , a temperatura média diária do ar a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$), U_2 , o velocidade média do vento a 2 m do solo (m s^{-1}), e_s , a tensão de saturação do vapor (kPa), e_a , a tensão atual do vapor (kPa).

O declive da curva de tensão de vapor (Δ) em função da temperatura obtém-se, para o ponto correspondente ao valor da temperatura média, por,

$$\Delta = \frac{2504 \exp\left(\frac{17,27 \bar{T}_2}{\bar{T}_2 + 237,3}\right)}{(\bar{T}_2 + 237,3)^2} \quad (8.19)$$

O valor da constante psicrométrica (γ) é obtido em função da pressão atmosférica, p , do local (kPa), por,

$$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} p \quad (8.20)$$

A parametrização para o cálculo do balanço de energia radiante ou do valor da radiação líquida, R_n , é apresentada no quadro 8.5. O coeficiente de reflexão da superfície ou albedo, α , assume o valor de 0,23 para uma superfície de referência relvada (Allen, et al., 1998).

O fluxo de energia para o solo, G , pode ser desprezado para curtos intervalos de tempo (menos de 10 dias), é calculável por,

$$G = 0,14 (\bar{T}_i - \bar{T}_{i-1}) \quad (8.21)$$

onde, \bar{T}_i , é a temperatura média do mês i ($^\circ\text{C}$).

A velocidade média do vento à altura padrão de 2 m acima do solo, U_2 , obtém-se por,

$$U_2 = U_Z \frac{4.87}{\ln(67,8 Z_m - 5,42)} \quad (8.22)$$

onde U_Z representa a velocidade média do vento média à altura de Z_m acima do solo.

Quadro 8.5 Parametrização do balanço de energia radiante.

Balanço de energia radiante (MJ/m ² /d)	$R_n = R_{ns} + R_{nl}$
Radiação de curto comprimento de onda (MJ/m ² /d)	$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$
Radiação solar global (MJ/m ² /d)	$R_s = \left(0,25 + 0,50 \frac{n}{N}\right) R_a$
Radiação de longo comprimento de onda (MJ/m ² /d)	$R_{nl} = -2,45 \times 10^{-9} (T_{max}^4 + T_{min}^4) \left(0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}\right) \left(0,1 + 0,9 \frac{n}{N}\right)$
Radiação solar extraterrestre (MJ/m ² /dia)	$R_s = 37,6 d_r (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s)$
Distancia relativa Terra - Sol	$d_r = 1 + 0,033 \cos(0,0172 J)$
Declinação solar (rad)	$\delta = 0,409 \sin(0,0172 J - 1,39)$
Ângulo da hora do por do sol (rad)	$\omega_s = \arccos(-\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta)$
Insolação astronómica (h)	$N = 7,64 \omega_s$
Dia Juliano mensal (d)	$J = \text{Inteiro}(30,5 M - 14,6)$

As tensões de saturação do vapor, e_s , e a tensão atual, são calculáveis por,

$$e_s = 0,611 \exp\left(\frac{17,27 \bar{T}}{\bar{T} + 237,3}\right) \quad (8.23)$$

$$e_a = e_s \frac{\overline{HR}}{100} \quad (8.24)$$

onde, \bar{T} corresponde à temperatura média do mês i (°C), e \overline{HR} , à humidade relativa média do mês i (%).

6.5 Equação de Hargreaves-Samani

Hargreaves e Samani (1985) desenvolveram uma equação simples de estimativa da evapotranspiração diária, que necessita apenas da temperatura do ar e coeficientes dependentes da latitude do local e época do ano. Esta equação, conhecida como a equação HS pode ser expressa da seguinte forma:

$$ET_o = 0,0023(T + 17,78)(T_{max} - T_{min})^{0,5} R_a \quad (8.25)$$

onde, T , T_{max} e T_{min} são, respetivamente, a temperatura média, máxima e mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), e R_a , é a radiação extraterrestre em unidades de evaporação de água (mm/dia), obtida recorrendo a valores tabelados de radiação no topo da atmosfera (Quadro 8.3, com aos valores multiplicados por 0,0171), ou calculada através da parametrização proposta em Allen *et al.* (1998) e constante do Quadro 8.5. Neste caso os valores de R_a calculados vêm em $\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$, pelo que é necessário multiplicar a parcela da direita da equação (8.25) por 0,408.

7. Evapotranspiração cultural

A afetação de ET_0 por um coeficiente cultural, K_c , possibilita a consideração dos fatores relacionados com as culturas no sentido de calcular as suas necessidades em água. Na prática, a evapotranspiração cultural ET_c , representa a perda de água, por evapotranspiração, de uma cultura em condições sanitárias ótimas, em franco desenvolvimento e, por isso, capaz de produzir rendimentos máximos, tal que,

$$ET_c = ET_0 * K_c \quad (8.26)$$

O valor do K_c é um valor tabelado condicionado, para cada cultura, por aspetos ligados às datas de plantação ou sementeira, aos ritmos de desenvolvimento da cultura e duração do seu período vegetativo, dependente das condições climáticas e da frequência das precipitações ou das regas.

8. Evapotranspiração real

Foi já referido que a evapotranspiração real, ET_r , corresponde à quantidade de água verdadeiramente perdida pelo solo, dependendo do seu teor de humidade, das condições atmosféricas e das características da vegetação.

O método de cálculo da ET_r é o do balanço hídrico. Assim, sempre que a quantidade de precipitação, P , num determinado período de tempo, i , excede a evapotranspiração potencial ou de referência determinada para o mesmo período, o valor de ET_r é igual ao valor de ET_0 (ou ET_p). Esta situação ocorre nas nossas condições na estação húmida. Temos então:

$$ET_{r_i} = ET_{0i} \text{ se } [P_i > ET_{0i}] \quad (8.27)$$

Em período seco (valores da precipitação inferiores à evapotranspiração no período) há que ter em conta a quantidade de água

retida no solo em condições utilizáveis pelas culturas. Nestes períodos, o valor da evapotranspiração real deverá ser determinado por,

$$ETr_i = P_i + |\Delta S_i| \text{ se } [P_i < ET_{0i}] \quad (8.28)$$

em que ΔS_i corresponde à variação da reserva utilizável do solo no período (mm) obtida por:

$$\Delta S_i = S_i - S_{i-1} \quad (8.29)$$

e, i , representa o intervalo de cálculo do balanço (dia, década, mês) e, S a reserva utilizável.

9. Exercícios

9.1 No quadro seguinte apresentam-se os valores médios mensais da temperatura (T) e da humidade relativa do ar (HR), e os valores médios diários da velocidade do vento (U) e da insolação (n), registados em Évora no período 1960/61-1990/91.

Évora	NC:1960/61-1990/91											
	Latitude (°): 38.56 N			Altitude do anemómetro (m): 21								
Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
T (°C)	9.5	10.2	11.8	13.4	16.4	20.1	23.0	23.3	21.6	17.3	12.7	9.9
HR (%)	78	71	70	64	60	53	46	46	54	64	75	78
U (km/dia)	362.9	388.8	388.8	380.2	388.8	371.5	380.2	388.8	345.6	354.2	354.2	362.9
n (h)	4.8	5.3	6.5	7.3	9.2	10.0	11.7	11.2	8.4	6.6	5.3	4.6

a) Determinar a evapotranspiração potencial mensal e anual em Évora pelos métodos de Thornthwaite e de Turc. Considere que os coeficientes de Angström são $\alpha = 0,23$ e $\beta = 0,50$.

b) Recorrendo ao método de Penman-Monteith estime a evapotranspiração de referência diária na região de Évora.

10. Referências bibliográficas

- Allen R. G., Pereira L. S., Raes, D. e Smith S. (1998). *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing cropwater requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO.
- Chow Ven Te; Maidment D. R; Mays L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York.
- Doorenbos J. e Pruitt W. O. *Guidelines for predicting crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, FAO.
- Lencastre A. e Franco F. M. (1992). *Lições de Hidrologia*, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa.

- Loureiro J. M., Macedo M. E. (1982) - *Relação entre a evaporação tina e Piche*. Recursos Hídricos, Vol. 3, Lisboa
- Penman H. L. (1948). *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 193 (1032), 120-145.
- Penman H. L. (1963). *Vegetation and hydrology*. Technical Communication, No.53. *Commonwealth Bureau of Soils*. Harpenden
- Quintela A. C. (1992). *Hidráulica aplicada*. Parte I - Hidrologia e Recursos Hídricos. Instituto Superior Técnico. Lisboa.
- Thornthwaite C.W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55-94.

Capítulo 9

Gestão da água no regadio

Shakib Shahidian

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

1. Introdução

É legítimo afirmar que o papel do agricultor é proporcionar às suas culturas as condições necessárias para que estas crescerem no máximo do seu potencial genético. Nesta ótica, a função da rega é garantir que a água nunca seja um fator limitante ao crescimento ótimo das culturas. A gestão da rega pretende alcançar essa meta de otimização, utilizando o mínimo de água e demais recursos.

Há umas décadas atrás, o regante tinha de avaliar as necessidades das culturas com base na sua experiência e análise cuidada e regular do solo e da apresentação das plantas. Hoje, com meios modernos de apoio à decisão é possível ao regante otimizar a gestão da rega apoiado num conjunto objetivo de parâmetros e ferramentas, reduzindo a necessidade de monitorização constante de cada folha de cultura.

A gestão da rega tem como objetivo essencial responder às seguintes duas perguntas: quando regar e quanto regar. Os sistemas de rega sob pressão, como a gota-a-gota e o pivot permitem simplificar e automatizar a rega, pelo que muitos agricultores deixam de dar a devida atenção à gestão cuidada da rega, optando frequentemente por regar a mais do que ter de ajustar a rega às necessidades reais das plantas. Assim, muitas vezes as dotações introduzidas nos controladores convencionais de rega não são ajustadas ao longo do ciclo de crescimento, o que resulta em excesso de água nas primeiras fases de crescimento, em que as plantas são pequenas e a evapotranspiração é ainda reduzida, como é o caso de maio e junho, e algum stress nas plantas quando elas realmente precisam de água como é o caso da floração em julho e agosto. Por outro lado existe uma grande variabilidade climática entre os anos, pelo que a utilização da dotação “média” baseada em anos anteriores será muitas vezes desajustada da realidade efetiva da cultura.

Em muitas situações, um outro objetivo da gestão da água de rega é contornar ou minimizar os efeitos negativos de problemas de qualidade da água e do solo tais como a salinidade, erosão do solo ou lixiviação dos nutrientes ou dos pesticidas para as águas subterrâneas. A perda de nutrientes por lixiviação só existe em caso de infiltração de água para fora da zona radicular, o que apresenta maior probabilidade de ocorrer em solos de textura ligeira. Nestes solos, de elevada condutividade hidráulica saturada e baixa capacidade de retenção da água, a lixiviação dos nitratos pode ocorrer devido a aplicação de dotações elevadas e existência de intervalos muito pequenos entre as regas. Em solos de textura pesada, com baixa condutividade hidráulica e elevada capacidade de retenção da água, as perdas resultantes da rega são relativamente pequenas e ocorrerem apenas em casos de dotações extremamente elevadas.

Dada a grande importância económica e ambiental da gestão correta da rega, existem hoje inúmeras soluções técnicas ao dispor dos agricultores para a calendarização das regas. De uma forma geral, podem classificar-se estes métodos em métodos baseados na evapotranspiração, no teor de água no solo e no estado hídrico das plantas.

2. Métodos baseados na evapotranspiração

No capítulo 8 verificou-se que a evapotranspiração potencial representa as perdas potenciais de água de uma cultura de relvado devidamente regado e mantido. Com base nos valores diários da perda de água por evapotranspiração, é possível realizar uma gestão correta da rega, repondo no solo as perdas de água ocorridas desde a rega anterior.

Uma vez calculada a ET_0 , é necessário converter os valores de referência para a cultura em causa. Para o efeito é necessário multiplicar a ET_0 por um coeficiente, designado de Coeficiente Cultural, K_c , que terá um valor inferior a 1 para culturas que precisam de menos água do que relva e superior a 1 para culturas que precisam de mais água. Assim obtemos a evapotranspiração cultural, ET_c .

$$ET_c = ET_0 K_c \quad (9.1)$$

Por outro lado, as necessidades hídricas das plantas não se mantêm constantes ao longo do seu ciclo de crescimento. Numa fase inicial, enquanto as plantas não ocupam a totalidade do solo, o seu K_c será pequeno (Figura 9.1). À medida que aumenta o seu crescimento e passam a ocupar mais de $\frac{3}{4}$ da superfície do solo, o seu K_c aumenta e atinge um máximo, normalmente, por altura de floração. O K_c mantém-se no seu

valor máximo na fase inicial da formação dos frutos, começando a diminuir rapidamente, à medida que a cultura entra em senescência. Em algumas culturas como a vinha e o milho, é desejável fazer o corte antecipado da rega para encorajar a maturação. Os valores de K_c para as diferentes fases de crescimento (inicial, crescimento rápido, pleno desenvolvimento e final) de diversas culturas, estão apresentadas no Quadro 9.1.

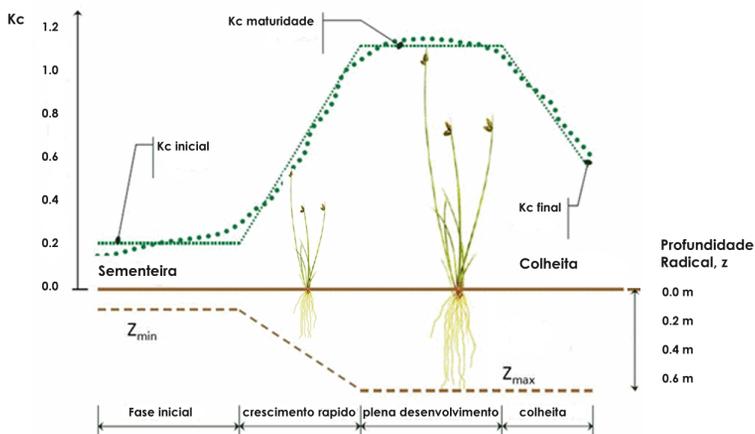


Figura 9.1. Exemplo de evolução do Coeficiente cultural, K_c , e da profundidade radical ao longo do ciclo de crescimento de uma cultura.

Uma vez determinada a ET_c , cabe ao agricultor repor a água perdida pela cultura. Essa reposição pode ser diária, especialmente quando as plantas são pequenas, ou ter um intervalo maior à medida que as culturas crescem. Quando se opta por uma gestão aprimorada da rega, deve-se ir aumentando o intervalo entre as regas à medida que as raízes exploram camadas mais profundas do solo. De uma forma geral, a estratégia de rega deve procurar em cada rega, humedecer a maior parte da zona ocupada pelas raízes das plantas, sem haver perdas por lixiviação. Ou seja, em cada rega pretende-se levar água a toda a zona explorada pela planta, e preferencialmente, ir um pouco mais longe para encorajar o seu crescimento ou realizar alguma lavagem dos sais. Na rega gota-a-gota, normalmente apenas a zona subjacente aos gotejadores fica molhado, pelo que de uma forma geral apenas cerca de 30% do solo é humedecido. Assim, no versão as raízes têm a tendência de se restringirem à essa zona, normalmente chamado de bolbo molhado. Assim, no caso da rega gota-a-gota, é importante encorajar as raízes a explorar o máximo volume do solo, não só para poderem mais facilmente retirar os nutrientes existentes no solo ou deixados do ano anterior, como

também para terem uma reserva maior de água em caso de avaria no sistema, entupimento ou eventuais atrasos na rega. Assim, o intervalo entre as regas e a dotação, deve ser conjugado por forma a reabastecer o solo até à capacidade do campo, numa profundidade sensivelmente equivalente à zona explorada pelas raízes.

2.1 Recolha de informação para gestão com base na evapotranspiração

A recolha de dados de clima para o cálculo da ET_0 pode ser feita através das redes meteorológicas públicas (INAG, SAGRA, etc.) ou através de estações meteorológicas instaladas na exploração. Podem utilizar-se programas livres como o EtoCalc ou Isareg para calcular a ET_0 diária ou mensal segundo o método de Penman-Monteith. As redes públicas são mais económicas, no entanto as condições meteorológicas da estação, especialmente o vento, podem diferir bastante das condições exatas da folha de cultura. As estações meteorológicas privadas dão resultados locais mais exatos, no entanto exigem um investimento inicial e manutenção contínua. De uma forma geral, verifica-se que para os pequenos e médios agricultores é preferível recorrer aos serviços públicos, visto estes agricultores não terem tempo nem recursos para garantirem a manutenção correta das estações.

Em alternativa podem utilizar-se controladores de rega “inteligentes” ou “adaptativos” que determinam a ET_c com base num número reduzido de parâmetros. Esses controladores fazem a recolha de dados climáticos e a gestão da rega de forma automatizada. Um modelo disponível no mercado é o Ecorega, desenvolvido pela Universidade de Évora que utiliza a equação de Hargreaves Samani para calcular a ET_0 utilizando apenas um sensor de temperatura.



Figura 9.2. Aspeto do controlador de rega inteligente Ecorega TX desenvolvido pela Universidade de Évora.

2.2 Cálculo do K_c com base em índices de vegetação

Para uma correta utilização da ET_0 na gestão da rega é necessário realizar uma avaliação precisa dos valores do coeficiente cultural. A detecção remota e a análise das imagens de satélite permite, entre outras coisas, fazer uma avaliação espacial do valor do K_c da cultura, que depois permite calcular a ET_c . Através das imagens de diferentes comprimentos de onda é possível estabelecer índices de vegetação, que são uma indicação indireta da massa fotossintética existente, e portanto do valor do K_c para uma determinada cultura.

O princípio subjacente pode ser resumido da seguinte forma: Os pigmentos fotossintéticos existentes nas folhas tendem a absorver a radiação na região do visível, pelo que refletem pouca radiação visível, especialmente da banda do vermelho. Ao mesmo tempo a estrutura celular das folhas reflete a radiação na região de infravermelho próximo. Assim, com base na variação na refletância do coberto vegetal nessas duas bandas é possível fazer uma estimativa da quantidade de biomassa verde existente.

O índice de vegetação mais comum utilizado na estimativa do vigor da vegetação é o $NDVI$ (Normalized Difference Vegetation Index) que evidencia a diferença entre as bandas de vermelho, V , e infravermelho próxima, IV_p , da seguinte forma:

$$NDVI = \frac{IV_p - V}{IV_p + V} \quad (9.2)$$

Deste modo, o $NDVI$ acaba por ser um parâmetro adimensional cujos valores variam entre -1 e +1. Em áreas com pouca vegetação, este índice apresenta valores próximos de 0, enquanto que valores de $NDVI$ próximos de 1 indicam grande densidade de vegetação. Com este índice pode-se estimar a massa fotossintética existente e portanto o K_c da cultura em questão (Figura 9.3).

Atualmente podem ser obtidas imagens livres do Satélite Landsat TM 5 e diversos trabalhos têm conseguido correlacionar o $NDVI$ com o K_c , índice de área folhar e percentagem de coberto. As equações de correlação entre o $NDVI$ e o K_c variam conforme a cultura, e podem tomar a seguinte forma para o milho:

$$K_c = 1,1875NDVI + 0,05 \quad (9.3)$$

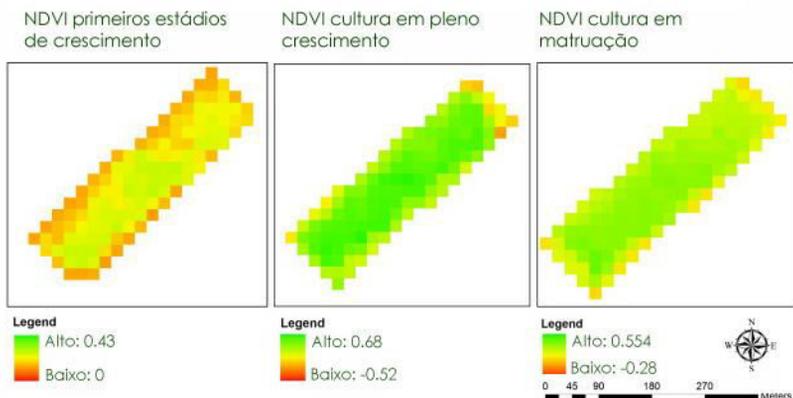


Figura 9.3. Exemplo de mapas de *NDVI* obtidos ao longo do ciclo cultural de trigo (Farg et al. 2012)

3. Métodos baseados no teor de água no solo

Uma forma relativamente direta de averiguar o estado hídrico das culturas é a medição ou avaliação do teor de água no próprio solo. Se devidamente calibrados e conduzidos, estes métodos proporcionam ao agricultor uma ferramenta muito precisa para acompanhar as necessidades de rega das culturas, visto permitirem saber a tensão efetiva que as raízes precisam de vencer para retirar água do solo. Em Portugal a gestão da rega com base na medição direta do teor de água no solo é amplamente utilizada em pomares e vinhas. Os agricultores monitorizam a evolução do teor da água em vários estratos do solo e gerem a rega não só para maximizar a produção mas, no caso da vinha, também para otimizar outros parâmetros produtivos e da qualidade da uva.

Em alternativa à medição direta, e especialmente na fase de conceção dos sistemas de rega, é usual realizar o balanço hídrico da água no solo para determinar as necessidades de rega. Neste método, avalia-se o teor de água no solo no início da campanha e realiza-se um balanço diário subtraindo a água perdida pela evapotranspiração e adicionando a água fornecida pela chuva e pela rega. Quando o objetivo é conceber e dimensionar novos sistemas de rega, é usual utilizar valores de normais climatológicos em vez de medições diárias de parâmetros climáticos.

3.1. Gestão baseada no balanço hídrico do solo

A água disponível no solo para as plantas, ou seja a *capacidade utilizável*, $u\%$ (Figura 9.4) é compreendida entre a capacidade do campo,

C_c , e o coeficiente de emurchecimento, C_e . É normalmente expressa em g de água por g do solo, e pode ser em percentagem.

$$u\% = C_c - C_e \quad (9.4)$$

Em termos práticos, a capacidade utilizável, quando expressa em percentagem de peso do solo, é pouco útil, visto os agricultores trabalharem com áreas e não com peso do solo. Para convertermos a capacidade utilizável em mm (L/m^2 de solo), é necessário primeiro converter a % de peso para % de volume e depois multiplicar pela profundidade do solo explorada pelas raízes, z , mm. As profundidades típicas das principais culturas estão apresentadas no Quadro 9.2. Assim, obtemos a Capacidade Utilizável, U em mm:

$$U = zu\%D_{ap} \quad (9.5)$$

Nesta equação, a Densidade aparente⁹, D_{ap} , converte a percentagem de peso em percentagem de volume. É de referir que a profundidade efetivamente explorada pelas raízes varia conforme a cultura e o tipo do solo e que aumenta ao longo do ciclo de crescimento, pelo que será necessário atualizar o seu valor para cada estágio de crescimento. A existência de impermees, calos de lavoura, ou da rocha mãe limitam normalmente a profundidade alcançada pelas raízes. Adicionalmente, na rega gota-a-gota, muitas vezes a profundidade radical é condicionada pela dimensão do bolbo molhado.

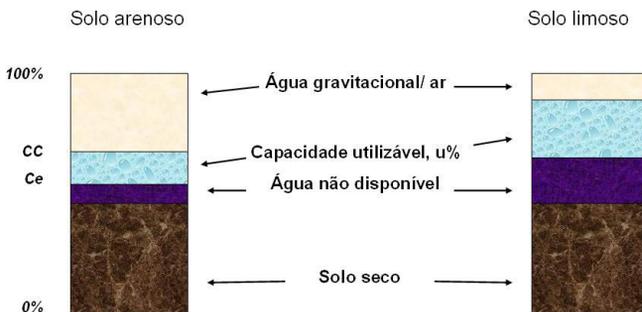


Figura 9.4. A capacidade utilizável é a água que as plantas podem retirar do solo, e é definida como a diferença entre a capacidade do campo (teor de água a $1/3$ atm e pF 2,54) e o coeficiente de emurchecimento (teor de água a 15 atm e pF 4,2).

⁹ A Densidade aparente é a relação entre o peso e o volume de uma amostra de solo seco não perturbada.

O primeiro passo para a gestão da rega com base no teor de água no solo é definir o limite inferior de teor de água no solo que serve como valor de referência para o início da rega. Teoricamente, este limite inferior poderia corresponder ao coeficiente de emurchecimento. Verifica-se no entanto que, quando é permitido ao solo secar até ao coeficiente de emurchecimento, muitas culturas comerciais já deixaram de crescer no seu potencial genético máximo. Por isso, foi definido o conceito de *coeficiente de gestão de rega, p*, que é a percentagem da capacidade utilizável, *u%* que as plantas podem facilmente extrair do solo, sem comprometer a produção. O coeficiente *p* pode tomar valores entre 0,2 e 0,9, onde as plantas sensíveis terão um *p* pequeno, enquanto que as plantas mais resistentes terão um *p* maior. Os valores médios do coeficiente de gestão da rega, *p*, estão apresentados no Quadro 9.3. Assim, a água facilmente disponível para as culturas, *hu*, em mm será dada por:

$$h_u = pU \quad (9.6)$$

É também necessário estimar o teor inicial de água no solo, *h_o*. No nosso clima é relativamente fácil estimar o *h_o* para as culturas de primavera-verão, pois pode considerar-se que, no início da campanha, o solo estará à capacidade do campo. Neste caso o *h_o* é calculado da mesma forma que o *h_u*, considerando uma profundidade radicular correspondente aos primeiros estádios do desenvolvimento da cultura.

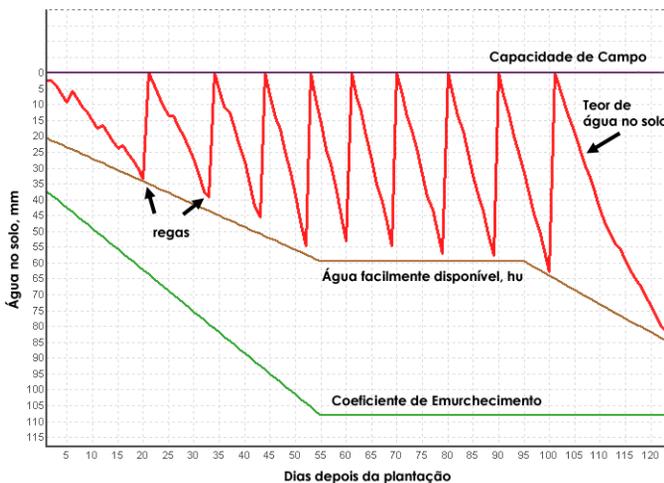


Figura 9.5. Exemplo de um balanço hídrico do solo com o método da FAO. O teor de água no solo (linha vermelha) deve ser mantido entre o *h_u* e a capacidade de campo, *C_c*. O teor de água desce devido à *ET_c*, e depois é repostos pelas regas (linhas verticais).

O segundo passo do método é definir quanto regar. Geralmente, e sempre que o objetivo seja maximizar a produção, a dotação deve repor o solo à capacidade do campo, ou seja a rega deve ser equivalente à h_w .

O momento exato da rega e a dotação a aplicar podem ser calculados graficamente através da realização do balanço hídrico do solo. Os métodos mais conhecidos são de Thornthwaite Mather e da FAO (Figura 9.6). Nestes métodos, o solo é visto como um reservatório, em que as saídas de água devido à evapotranspiração são repostas através da chuva e da rega. A ET_c vai reduzindo a água existente no solo, e no momento em que se esgota a água facilmente disponível, h_w , é realizada uma rega. Este ponto, chamado de armazenamento crítico, A_c , é dado por:

$$A_c = (1 - p)U \tag{9.7}$$

No fim do capítulo pode encontrar um exemplo do cálculo do balanço hídrico para a cultura do milho. Ao realizar o balanço hídrico irá reparar que o método considera que parte da chuvada é perdida (para atmosfera ou através de escoamento superficial) e portanto não faz parte da Precipitação efetiva, Pe . Normalmente utilizam-se valores mensais de Coeficiente de retenção da chuva, Ke , para calcular a Precipitação efetiva. Estes valores estão apresentados no próprio exemplo.

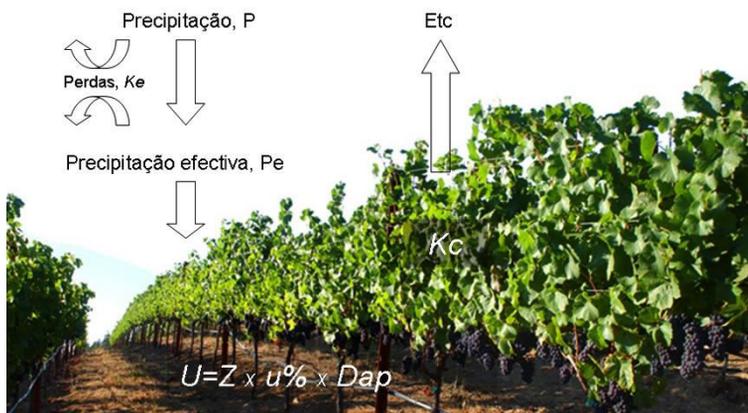


Figura 9.6. Esquema geral do Balanço Hídrico pelo método da FAO. A precipitação, a rega e a ET_c alteram o valor da água disponível no solo. A rega é realizada quando a água facilmente disponível é esgotada, e o teor de água no solo atinge o Armazenamento crítico, A_c . O objetivo da rega é repor o solo à Capacidade de campo.

3.2 Gestão baseada na medição direta de água no solo

O método gravimétrico é o método tradicional de medição de água no solo e consiste em retirar amostras de solo a diferentes profundidades e medir graviticamente o teor de água nas amostras. É importante que as amostras sejam tiradas de profundidades onde se concentram as raízes e que sejam representativas do teor médio de água no solo. Utiliza-se normalmente uma sonda de meia cana, que é inserida no solo até à profundidade desejada. A sonda é rodada por forma a definir a amostra e é retirada cuidadosamente. Com a ajuda de uma fita métrica, são tiradas amostras das profundidades desejadas. As amostras devem ser imediatamente guardadas em caixas, ou pesadas.

Depois de obtido o peso húmido das amostras, estas são secas em estufa a 105°C durante 24 h. A diferença de peso indica o teor de água, θ , utilizando a seguinte equação:

$$\theta = \frac{P_{humido} - P_{seco}}{P_{seco}} \quad (9.8)$$

Em que $P_{húmido}$ é o peso do solo húmido e o P_{seco} é o peso do solo seco. A tara da caixa deve ser subtraída a estes valores. As medições podem ser em gramas e o teor de água pode ser expresso em percentagem de peso.

A percentagem de água no solo, só por si, não é muito útil para a gestão da rega, visto a força com que a água é retida no solo variar conforme o tipo do solo. Para cada tipo de solo é importante determinar analiticamente, num laboratório, os teores de água correspondentes ao ponto de emurchecimento e ao coeficiente do campo. Muitos laboratórios também podem determinar as curvas de retenção de água no solo, as chamadas curvas pF , que dão uma ideia mais completa do comportamento hídrico do solo (Figura 9.7).

3.3. Gestão baseada na medição indireta de água no solo

Como a recolha e a análise de amostras de solo é algo trabalhoso e demorado, muitos agricultores e investigadores preferem utilizar métodos indiretos que permitem ter uma leitura contínua e em tempo real dos teores de água no solo. Estes métodos podem ser mais ou menos dispendiosos, e precisos, mas facilitam muito a leitura contínua dos teores de água e a programação da rega.

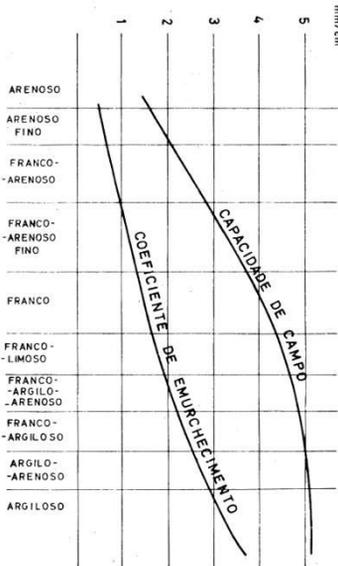


Figura 9.7. Variação da Capacidade de campo e do Coeficiente de emurchecimento de acordo com a textura. A diferença entre as duas linhas define a capacidade utilizável de cada solo (Fonte: Botelho da Costa, 1973).

Bolbo de porcelana e tensiómetros

A porcelana e certas membranas permitem a passagem de água por capilaridade, mas são estanques à passagem de gases. Com base neste princípio, é possível medir a tensão de água no solo contra uma tensão atuando no outro lado de uma membrana ou um bolbo de porcelana. Os tensiómetros são os aparelhos mais conhecidos e mais divulgados para medir a tensão de água no solo utilizando bolbos de porcelana (Figura 9.8). Consistem num bolbo de porcelana poroso ligado por um tubo de plástico transparente a um manómetro. Todo o conjunto está cheio de água. O bolbo está sempre em equilíbrio com o solo que o rodeia. Se o solo começar a secar, haverá passagem de água do interior do tensiómetro para o solo, criando-se vácuo ou tensão no interior do tensiómetro. Quando a tensão no interior do tensiómetro atingir a tensão no solo, alcança-se equilíbrio e cessa a passagem de água para o solo. O manómetro indica a tensão de água no solo. Se haver rega ou chuva, dá-se o processo inverso, havendo passagem de água para o interior do tensiómetro e uma redução proporcional no valor indicado pelo manómetro.

Os tensiómetros funcionam bem entre 0 e os 50-60 centibars, podendo desferrar acima deste valor, pelo que são pouco indicados para

solo arenosos ou quando as regas são muito espaçadas, havendo secagem acentuada do solo. Hoje a UMS fabrica tensiómetros eletrônicos em que o manômetro é substituído por um transdutor de pressão.

Condutividade elétrica: Watermark

Os blocos de gesso, como por exemplo os fabricados pela Watermark são normalmente utilizados como indicadores simples do teor de água no solo para a gestão da rega. Esses blocos medem a resistência elétrica do meio poroso - gesso - na medida que responde a alterações no teor de água no solo. A resistência elétrica é proporcional ao potencial da água. É preciso ter em atenção que as leituras dependem da temperatura e que são afetadas pela condutividade elétrica e pela salinidade da solução do solo. Por outro lado, os blocos têm uma vida útil de 2-5 anos, pois deterioram-se com o tempo.



Figura 9.8. Exemplos de aparelhos utilizados na medição de teor de água no solo. Esquerda: Tensiómetro com manómetro. Centro: Sondas capacitivas Decagon e theta-probe. Direita: Sonda capacitiva Suntek (Fonte: catálogos dos fabricantes).

Sondas TDR e capacitivas

Hoje, encontram-se no mercado dezenas de marcas (Imko, Decagon, delta-t, Suntek, etc.) que fabricam sensores baseados na leitura do constante dielétrico da água que é muito superior ao do solo. Embora o seu princípio de funcionamento seja semelhante, estas sondas variam na frequência da leitura.

Este método geralmente chamado de TDR - Time Domain Reflectometry, utiliza a capacitância para medir a permeabilidade

dielétrica do solo. A cabeça de leitura consiste de um circuito oscilador (constituído por um indutor e um capacitador), ligado a duas peças metálicas que servem como um par de elétrodos. Entre os elétrodos é criado um campo magnético oscilante, que abrange o solo envolvente num raio característico de cada modelo. O capacitador e o oscilador formam um circuito e a variação no constante dielétrico do solo é detetado através de alterações na frequência do seu funcionamento. A permeabilidade dielétrica da água é 80 e é muito superior à dos outros constituintes do solo (4 para solo mineral). Quando o teor de água no solo muda, a sonda mede uma alteração na capacitância devido à alteração na permeabilidade dielétrica, que pode ser diretamente correlacionada com uma alteração no teor de água.

Existem dois tipos de sondas: as fixas, normalmente constituídas por dois ou mais “agulhas” que são inseridas diretamente no solo. O outro tipo consiste em sondas amovíveis que são inseridas em tubos pré-instalados no solo no local e à profundidade desejada. Normalmente instalam-se tubos de PVC¹⁰ com diâmetros de 5-15cm no solo, com o fundo hermeticamente fechado e tampo removível.

De uma forma geral, estes sensores apresentam valores de percentagem volumétrica de água no solo, que podem ser convertidos em tensões características de água para efeitos de gestão da rega, recorrendo a curvas de calibração.

4. Métodos baseados no estado hídrico da planta

A monitorização de parâmetros relacionados com a cultura, tais como a temperatura do coberto vegetal e a resistência estomática, obtidos pela medição direta, pode ser uma ótima ferramenta para a gestão sustentável da água em regadio, uma vez que integra as necessidades da cultura, a evapotranspiração e a disponibilidade de água no solo.

Tensão da água na planta, ψ_w

O método clássico consiste na medição de tensão de água na planta, através da câmara de pressão ou de Scholander. Este método, que tem muitos adeptos nas vinhas, mede diretamente o estado hídrico da planta, podendo servir para gerir ou aferir o sistema de rega. Trata-se de

¹⁰ Tubo de classe 6kg, com o fundo tapado com um casquilho. Deve ter comprimento suficiente para ficar 50mm abaixo do zona inferior a medir e 70mm acima do solo. Convém ter uma tampa para evitar a entrada da chuva.

um método relativamente rápido para estimar o potencial de água de folhas ou rebentos. Neste método, o órgão a ser medido (normalmente uma folha saudável) é cortado da planta e parcialmente fechado numa câmara de pressão (Figura 9.9). Quando o pecíolo é cortado, a água é retirada do xilema pelas células circundantes por osmose, pelo que o pecíolo fica seco. Para realizar a medição, o órgão é sujeito a uma pressão crescente na câmara utilizando um gás (normalmente azoto), até que a distribuição da água entre as células e o xilema volte ao seu estado antes de corte. Este ponto é detetado pelo aparecimento de seiva no xilema (fica brilhante). Os resultados só correspondem à pressão de equilíbrio se não houver transpiração, pelo que as medições devem ser realizadas antes do amanhecer, quando a taxa de transpiração é mínima.



Figura 9.9. A câmara de Scholander. Uma folha é inserida na câmara com o pecíolo à mostra. A câmara é depois sujeita a pressões que podem ir até aos 20 bars, até que se veja a água no pecíolo da folha.

Temperatura folhar

À medida que a radiação solar é absorvida pelas folhas, a sua temperatura aumenta. Para manterem a sua temperatura no ponto ótimo, as folhas procuram dissipar a energia térmica através da transpiração. Assim, o aumento da temperatura folhar para valores acima da temperatura do ar pode ser um indicador de stress hídrico. Com o desenvolvimento de termómetros de infravermelhos precisos e económicos, tornou-se possível medir a temperatura das folhas para avaliar o seu estado hídrico. A utilização da temperatura da canópia para a deteção do stress hídrico baseia-se no pressuposto de que, à medida que a disponibilidade da água no solo fica limitada, há uma redução correspondente da transpiração e a temperatura das folhas aumenta. Para uma cultura abastecida de água, a taxa normal de transpiração conduz a

que a temperatura das folhas seja inferior à temperatura do ar. Assim, a diferença entre a temperatura do coberto (T_C) e a temperatura do ar (T_A) pode ser utilizado para indicar o stress hídrico das culturas.

Foi desenvolvido um método empírico para quantificar o stress através da determinação da “linha inferior não stressada” para as culturas ao meio-dia solar, a qual representa os valores inferiores da temperatura da cultura quando esta se encontra em conforto hídrico. Esta linha representa a diferença de temperatura ($T_C - T_A$) correspondente à taxa de transpiração potencial, e é traçada graficamente contra o déficit de saturação de vapor (DSV). Este método não integra os efeitos da radiação líquida e da velocidade do vento, nem a variabilidade associada ao tipo de cultura e ao seu estágio de desenvolvimento.

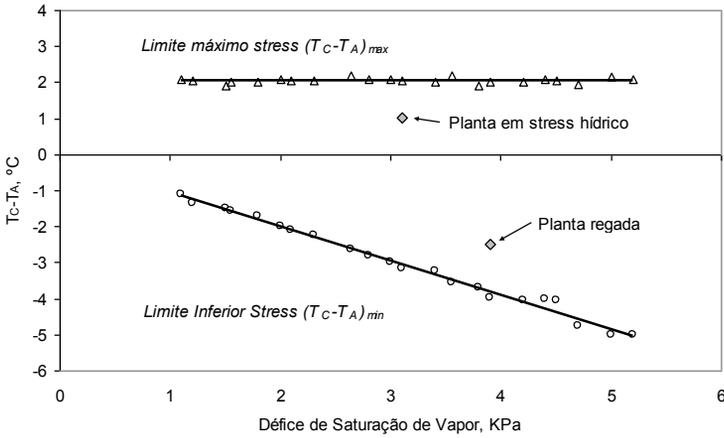


Figura 9.10. Exemplo de um gráfico do Crop Water Stress Index, $CWSI$, mostrando uma planta em condições de stress hídrico e outra com boa disponibilidade hídrica. A Déficit de saturação de vapor representa a humidade relativa do ar.

Este índice, conhecido como $CWSI$ (Crop Water Stress Index) é definido pela posição da diferença de temperatura ($T_C - T_A$) relativamente aos limites máximos e mínimos que $T_C - T_A$ pode atingir, respetivamente em condições de stress e abundância de água. O limite máximo ($(T_C - T_A)_{Max}$) corresponde à máxima diferença entre as temperaturas da superfície do coberto vegetal (T_C) e do ar (T_A), que ocorre para uma cultura que não transpira por falta de água.

Está demonstrado que a aplicação da $CWSI$ depende muito das condições de humidade do ar. Efetivamente com o ar saturado, as folhas não conseguem transpirar, e a sua temperatura será sempre próxima ou superior ao ar, enquanto que em zonas secas, a T das folhas será

facilmente inferior ao ar. Por outro lado os valores obtidos são muito influenciados pela presença de pequenas nuvens e do vento, pelo que a utilização deste método exige algum treino e conhecimento teórico aprofundado. O *CWSI* pode ser expresso por:

$$CWSI = \frac{(T_c - T_a) - (T_c - T_a)_{\min}}{(T_c - T_a)_{\max} - (T_c - T_a)_{\min}} \quad (9.9)$$

onde o valor do *CWSI* varia entre 0 para condições de conforto hídrico e 1 para stress máximo, em que a cultura não transpira.

5. Discussão

Vimos diversos métodos para monitorizar as necessidades hídricas das culturas e calendarizar a rega. Verifica-se que cada um dos métodos tem vantagens e desvantagens pelo que não se pode pensar numa solução universal: será necessário para cada caso verificar as necessidades e as limitações do agricultor e a realidade existente e com base nisso recomendar o método que melhor se adapta às suas necessidades.

À primeira vista, os métodos baseados no teor de água no solo serão os mais vantajosos. Estes procuram reproduzir o papel do agricultor que avalia o solo debaixo da sua cultura e decide se deve regar ou não. Adicionalmente os métodos baseados no solo dispensam a necessidade de saber com exatidão o débito do sistema de rega, e compensam automaticamente a água proveniente da chuva e do orvalho, pelo que podem ser mais simples de utilizar.

No entanto, a heterogeneidade do solo, as pequenas irregularidades da superfície do solo, e irregularidades nos débitos do sistema de rega podem introduzir erros importantes de medição. Adicionalmente, o posicionamento correto dos sensores de humidade no solo adquire alguma importância no caso de gota-a-gota, em que existe um bolbo molhado com um teor de água é variável, rodeado por um matriz de solo mais seco. Na gota-a-gota os sensores devem ser colocados numa posição dentro do bolbo por forma a transmitir com rigor os ciclos de humedecimento-secagem das regas. Há de referir também que nas culturas anuais e especialmente nas hortícolas, os sensores e os respetivos cabos podem prejudicar as operações culturais, pois devem ser instalados no meio da cultura e nunca nas margens.

Da mesma forma, os sistemas baseados no estado hídrico da planta têm tido pouca aceitação por parte dos agricultores (com a exceção da câmara de scholander por parte dos viticultores), pois quando a planta

apresenta sintomas de deficit hídrico, ela provavelmente já está a sofrer com falta de água, o que pode ser prejudicial para a maximização da produtividade.

Os sistemas de gestão de rega baseados na evapotranspiração também têm os seus próprios desafios. Talvez o mais importante seja a necessidade de contabilizar as chuvas, o que nem sempre é fácil. Adicionalmente, na prática verifica-se que a uniformidade dos sistemas de rega é inferior aos valores desejados, pelo que nem sempre se aplica a dotação pretendida. Finalmente, e no caso específico das culturas anuais, a determinação exata do valor do Coeficiente cultural, K_c , exige alguma prática por parte do agricultor, pelo que será sempre necessária alguma formação dos agricultores para a utilização correta de sistemas de gestão de rega baseados na evapotranspiração.

Dito isso, estes sistemas são hoje imprescindíveis para uma correta gestão da água e dos nutrientes na agricultura, pelo que caberá ao técnico decidir para cada tipo de cultura e agricultor a solução que melhor se adapta às suas necessidades, sem esquecer as duas grandes exigências para o sucesso na automação da rega: facilidade e fiabilidade na utilização.

6. Exercícios

1. Calcule a capacidade utilizável para a cultura do milho, sabendo que a profundidade radical em junho é 1,2m e a D_{ap} do solo é de 1,30. As restantes características do solo estão apresentadas no quadro seguinte:

Camada	Profundidade, cm	C_c (p/p)	C_e (p/p)
A	0-25	0,34	0,2
B1	25-60	0,4	0,33
B2	60-120	0,3	0,25

a) Considerando que o solo está ao coeficiente de enurhecimento, calcule a dotação que deve ser aplicada para colocar o solo a capacidade do campo, nas seguintes condições:

- maio: milho recém plantado: profundidade de raízes: 25 cm
- agosto: milho em floração: profundidade de raízes: 125cm

b) Considerando que a Ea (eficiência de aplicação) do seu sistema de rega é 80%, qual deve ser a dotação total aplicada em cada caso?

c) Considerando que a área semeada é de 10 ha, calcule a necessidade total de água para regar estes campos.

d) Assumindo que a necessidade de água para a cultura do milho em maio é de 5mm/dia e em agosto é de 8mm/dia, calcule o intervalo entre as regas, utilizando os dados da alinha a).

2. Para poder melhorar a rega do seu milho, comprou uma sonda TDR. No dia 1 de agosto, a sonda indicava um teor de água de 37% (v/v) no solo até aos 125cm. No dia 11 de agosto, o teor já era de 28%. Assumindo que a cultura é milho com uma profundidade radical de 125cm, calcule a perda de água (Evapotranspiração Real, ETr) durante o período. Qual foi a ETr média diária?

3. Realize o balanço hídrico para uma cultura de milho, utilizando o quadro em baixo. Pode considerar um *Dap* de 1,4, u de 20g/g, e um *ho* de 50mm. Os coeficientes de retenção da chuvada já estão incluídos no quadro.

Balanço hidrológico em regime de regadio

Método FAO	<i>U</i> , Capacidade utilizável	mm	<i>p</i> , Coef.gestão da rega	mm/mm
Cultura:	<i>Dap</i> , dens. Aparente	g/cm3	<i>ho</i> , teor inicial de água	mm

	Jan	Fev	Mar	Abril	Mai	Junho	Julho	Agosto	Set	Out	Nov	Dez
P Precipitação	132.1	95	131.5	76.3	76.2	37.7	12.5	18	48.8	86.8	104.8	142.3
Ke Coeficiente de retenção	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	0.6
Pe P. efectiva												
Eto ET de referência	22	34	68	96	135	146	160	142	91	62	29	18
Kc Coeficiente cultural												
Etc ET cultural												
Pe-Etc Balanço precipitação												
L Déficit evaporativo			ho									
z Profundidade radical												
U Cap.utilizável, mm												
p Coef. Gestão rega												
Ac Armazenamento crítico												
Ru Rega útil												

Precipitação Efectiva $Pe=Ke \times P$

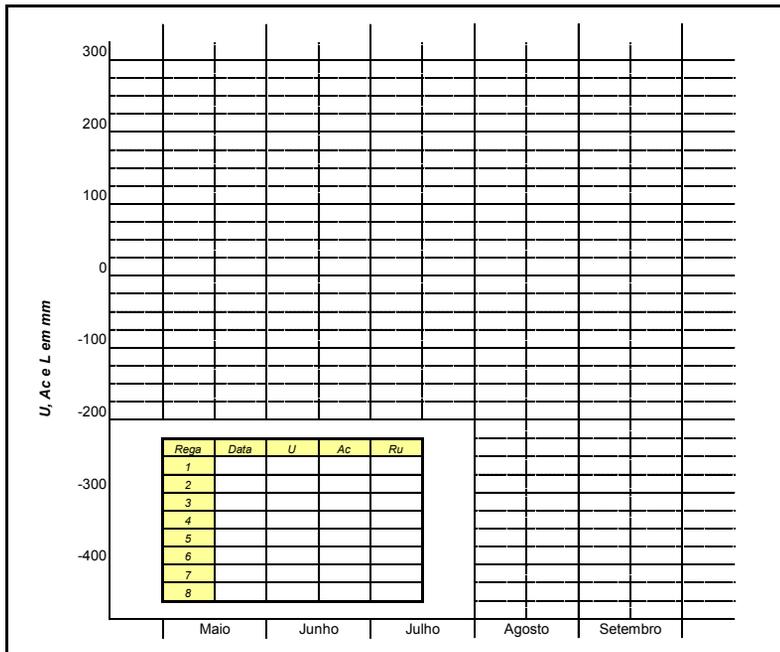
Evapotranspiração Cult $Etc=Kc \times Eto$

Capacidade Utilizável, $U=z \times u \times dap$

Déficit Evaporativo $L=ho + \Sigma(Pe - Etc)$

Armazenamento Crítico $Ac = (1-p) \times U$

Determinação das regas. Método da FAO



7. Referências bibliográficas

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. (1998) *Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. FAO Irrig. Drain. Paper 56, Roma.
- Costa J.B. Y. & Choi J. (1985) *Caracterização e Constituição do Solo*, Serviços de Educação Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa
- Doorenbos J Pruitt, WO.(1977) *Crop Water Requirements*. FAO Irrig. Drain. Paper 24, Roma.
- Doorenbos J Kassan AH. (1979) *Crop Water Requirements*. FAO Irrig. Drain. Paper 33, Roma.
- Farga E., Arafata S.M. Abd El-Wahed M.S., EL-Gindyc A.M. (2012) Estimation of Evapotranspiration ET_c and Crop Coefficient K_c of Wheat, in south Nile Delta of Egypt Using integrated FAO-56 approach and remote sensing data. The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science 15(1): 83–89
- Raposo J.R (1996) *A Rega*, Serviços de Educação Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.

ANEXOS

Quadro 9.1. Coeficientes culturais para algumas culturas (Adaptado de Doorenbos e Kassan (1979)).

Culturas	fase	crescimento	pleno	fase
	inicial	rápido	desenvolvimento	final
Algodão	0,4-0,5	0,7-0,8	1,05-1,25	0,8-0,9
Amendoim	0,4-0,5	0,7-0,8	0,95-1,1	0,75-0,85
Arroz	1,1-1,15	1,1-1,5	1,1-1,3	0,95-1,05
Banana	0,4-0,65	0,7-0,9	1,0-1,2	0,9-1,15
Batata	0,4-0,5	0,7-0,8	1,05-1,2	0,85-0,95
Beterraba sacarina	0,4-0,5	0,75-0,85	1,05-1,2	0,9-1,0
Cana-de-açúcar	0,4-0,5	0,7-1,0	1,0-1,3	0,75-0,8
Cártamo	0,3-0,4	0,7-0,8	1,05-1,2	0,65-0,7
Cebola	0,4-0,6	0,6-0,8	0,9-1,1	0,85-1,05
Citrinos	0,6-0,65	0,6-0,7	0,6-0,7	0,6-0,7
Couve	0,4-0,5	0,7-0,8	0,95-1,1	0,9-1,0
Ervilha	0,4-0,5	0,7-0,85	1,05-1,2	1,0-1,15
Feijão (grão)	0,3-0,4	0,7-0,8	1,05-1,2	0,65-0,75
Feijão-verde	0,3-0,4	0,65-0,75	0,95-1,05	0,9-0,95
Girassol	0,3-0,4	0,7-0,8	1,05-1,2	0,7-0,8
Melancia	0,4-0,5	0,7-0,8	0,95-1,05	0,8-0,9
Milho	0,3-0,5	0,7-0,85	1,05-1,2	0,8-0,95
Oliveira	0,55	0,65	0,65	0,65
Pimento	0,3-0,4	0,6-0,75	0,95-1,1	0,85-1,0
Soja	0,3-0,4	0,7-0,8	1,9-1,15	0,7-0,8
Sorgo	0,3-0,4	0,7-0,75	1,0-1,15	0,75-0,8
Tabaco	0,3-0,4	0,7-0,8	1,0-1,2	0,9-1,0
Tomate	0,4-0,5	0,7-0,8	1,05-1,25	0,8-0,95
Trigo	0,3-0,4	0,7-0,8	1,05-1,2	0,65-0,75
Vinha	0,35-0,55	0,6-0,8	0,7-0,9	0,6-0,8

Quadro 9.2. Profundidade radical de algumas culturas (Adaptado de Doorenbos e Pruitt, 1977).

<i>Culturas</i>	<i>Profundidade radical (m)</i>	<i>Culturas</i>	<i>Profundidade radical (m)</i>
Abóbora	0,75- 1,0	Girassol	0,8- 1,5
Aipo	0,3 -0,5	Grão	0,6 - 0,9
Alcachofra	0,9 - 1,2	Linho	1,0- 1,5
Alface	0,3 -0,5	Lúpulo	1,5 -1,8
Algodão	1,0- 1,7	Luzerna	1,0-2,0
Amendoim	0,5 - 1,0	Melancia	0,8 - 1,5
Ananás	0,3 -0,6	Melão	1,0 - 1,5
Banana	0,5 - 0,9	Milho	1,0 - 1,7
Batata	0,4 - 0,6	Morango	0,2 - 0,3
Batata-doce	1,0 - 1,5	Nabo	0,7 - 1,0
Beringela	0,75 - 1,0	Nogueira	1,0 - 2,0
Beterraba forrageira	0,6 - 1,0	Oliveira	1,2 - 1,7
Beterraba sacarína	0,6 - 1,25	Pepino	0,7 - 1,2
Cana-de-açúcar	1,2 - 2,0	Pimento	0,5 - 1,0
Cártamo	1,0 -2,0	Pomóideas, Prunóideas	0,6 - 1,5
Cebola	0,3 -0,5	Rabanete	0,25 - 0,4
Cenoura	0,5- 1,0	Relvados	0,5- 1,5
Cevada	1,0- 1,5	Sisal	0,5 - 1,0
Citrinos	1,2- 1,5	Soja	0,6- 1,3
Couve	0,4-0,5	Sorgo	1,0- 2,0
Couve-flor	0,3 - 0,6	Tabaco	0,5 - 1,0
Espargo	1,5 -2,0	Tomate	0,7- 1,5
Espinafre	0,3 - 0,5	Trevo	0,6 - 0,9
Ervilha	1,6- 1,0	Trigo	1,0- 1,5
Feijão	0,5 -0,7	Vinha	1,0 - 2,0

Quadro 9.3. Coeficiente de Gestão de rega de algumas culturas, p (Adaptado de Doorenbos e Pruitt, 1977).

<i>Culturas</i>	<i>p</i>	<i>Culturas</i>	<i>p</i>
Aipo	0,2	Linho	0,5
Alface	0,3	Luzerna	0,55
Algodão	0,65	Melão	0,35
Amendoim	0,4	Milho (forragem)	0,5
Ananás	0,5	Milho (grão)	0,6
Banana	0,35	Morango	0,15
Batata	0,25	Oliveira	0,65
Batata-doce	0,65	Pepino	0,5
Beterraba forrageira	0,5	Pimento	0,25
Beterraba sacarina	0,5	Pomóideas, Prunóideas	0,5
Cacau	0,2	Relvados	0,5
Cana-de-açúcar	0,65	Sisal	0,8
Cártamo	0,6	Soja	0,5
Cebola	0,25	Sorgo	0,55
Cenoura	0,35	Tabaco (1a fase)	0,35
Cevada	0,55	Tabaco (final)	0,65
Citrinos	0,5	Tomate	0,4
Couve	0,45	Trevos	0,35
Espinafre	0,2	Trigo	0,55
Ervilha	0,35	Trigo (na colheita)	0,9
Feijão	0,45	Vegetais (outros)	0,2
Girassol	0,45	Vinha	0,35

Anexo 1

Probabilidade e estatística aplicadas à hidrologia

Rita Cabral Guimarães

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

1. Introdução

Nenhum processo hidrológico é puramente determinístico, isto é, não é possível determinar com exatidão a realização desse processo, pois ele está sujeito à ação de fatores aleatórios. Por exemplo, apesar de ser possível prever com alguma antecedência a ocorrência de precipitação, não é possível determinar qual a quantidade exata de precipitação que irá ocorrer.

Este facto parece estabelecer uma dificuldade básica no planeamento e gestão de qualquer sistema hidrológico, uma vez que para planear e gerir é fundamental conhecer o comportamento futuro dos processos que integram esse sistema hidrológico. No entanto, esta dificuldade pode ser ultrapassada, considerando que os processos hidrológicos são processos estocásticos, isto é, processos governados pelo menos em parte por fatores aleatórios. Se são processos estocásticos podem ser tratados recorrendo às leis de probabilidade e à estatística, sendo possível determinar qual a probabilidade duma realização desses processos se situar dentro de determinados intervalos. Por exemplo, se chover, pode determinar-se com antecedência qual probabilidade de ocorrer um determinado valor de precipitação.

2. Conceitos e definições

2.1. Frequência e probabilidade

Considere-se o lançamento de um dado perfeito. O conjunto de resultados possíveis desta experiência é conhecido e igual a $\Omega = \{1,2,3,4,5,6\}$. Chama-se experiência aleatória a uma experiência onde:

- É conhecido o conjunto Ω de todos os resultados possíveis;
- Não é possível conhecer, antes da realização da experiência, o resultado que ocorrerá (Lencastre e Franco, 2003).

Admita-se que se lança 20 vezes o dado e que a face 3 ocorre 5 vezes. A frequência (ou frequência relativa) de ocorrência da face 3, $f(3)$ é dada por:

$$f(3) = \frac{5}{20} = 0,25, \quad (\text{A1.1})$$

ou, genericamente,

$$f(x) = \frac{n}{N}, \quad (\text{A1.2})$$

onde n é o número de vezes em que ocorre o acontecimento x e N é o número de repetições da experiência (tamanho da amostra). Por exemplo (Hipólito e Vaz, 2011), se num registo de 50 anos de precipitação o acontecimento $x > 1200$ mm ocorrer 8 vezes na amostra, então a sua frequência relativa será,

$$f(> 1200) = \frac{8}{50} = 0,16.$$

2.2. População e amostra

Em estatística **população** designa um conjunto de elementos com alguma característica comum, por exemplo: os rios portugueses ou as precipitações anuais numa bacia hidrográfica. Pode dizer-se que a estatística se ocupa do estudo das propriedades das populações, populações estas que podem ser finitas ou infinitas conforme for finito ou infinito o número dos seus elementos. No entanto, e porque a observação de toda a população nem sempre é possível, o estudo das propriedades dessa população tem de ser feito sobre um seu subconjunto finito que se supõe ser representativo e se designa por **amostra**.

Quando, a partir da informação contida numa amostra, se tiram conclusões, expressas em termos de probabilidade, sobre toda a população entra-se no domínio da inferência estatística.

Considere-se uma amostra constituída por um determinado conjunto de dados x_1, x_2, \dots, x_n .

A diferença entre o maior e o menor dos valores dos dados, chama-se **amplitude dos dados**, I ,

$$I = \text{maior}X_i - \text{menor}X_i \quad (\text{A1.3})$$

Para resumir grandes quantidades de dados é usual distribuí-los em **classes**. O número de indivíduos pertencentes a cada classe denomina-se **frequência absoluta** da classe. A razão entre a frequência absoluta da classe e a frequência total (número total de valores da amostra) chama-se **frequência relativa** da classe.

À distribuição dos dados em classes com as respectivas frequências absolutas, chama-se **distribuição de frequências** ou **distribuição empírica** e à distribuição dos dados em classes com as respectivas frequências relativas, **chama-se distribuição de frequências relativas** ou **distribuição das percentagens** (Ver Exercício 1).

Geralmente, **o número de classes**, nc , deverá ser entre 5 e 20, no entanto, pode utilizar-se, para cálculo do número de classes, a fórmula sugerida por Sturges:

$$nc = 1 + \log_2 n = 1 + 3,32193 \log_{10} n . \quad (\text{A1.4})$$

Determinado o número de classes e uma vez conhecida a amplitude dos dados I , a amplitude de cada classe, c , pode ser determinada por:

$$c = \frac{I}{nc} \quad (\text{A1.5})$$

A representação gráfica duma distribuição de frequências fornece uma visão global da distribuição. Esta representação gráfica pode ser feita através de um **histograma**.

O histograma é uma sucessão de retângulos adjacentes, tendo cada um deles por base um segmento que corresponde à amplitude de cada classe e por altura as respectivas frequências absolutas ou relativas. (Ver Exercício 1)

3. Estatísticas descritivas de uma população e de uma amostra

Aspetos fundamentais para a caracterização das distribuições de frequência são as medidas de tendência central, medidas de dispersão e assimetria.

Às grandezas avaliadas a partir da população dá-se o nome de parâmetros e às grandezas calculadas com base na amostra dá-se o nome de estatísticas. Os parâmetros são representados por letras gregas (μ, σ, g) enquanto que as estatísticas são representadas por letras latinas (\bar{x}, S, g).

3.1. Medidas de tendência central

Considere-se uma amostra constituída por x_1, x_2, \dots, x_n onde n é o tamanho da amostra. Define-se:

3.1.1. Média ou valor médio

A média representa o centro de gravidade do sistema e é o mais importante parâmetro de localização. Designa-se por \bar{x} e define-se por,

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} . \quad (\text{A1.6})$$

3.1.2. Mediana

A mediana é o valor central da amostra ordenada por ordem crescente ($x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$).

Assim, a mediana, M , pode definir-se por duas expressões:

• Se a amostra tem número ímpar de dados, $n = 2k + 1$, e a mediana vem,

$$M = x_{k+1} , \quad (\text{A1.7})$$

isto é a mediana é a observação central.

• Se a amostra tem número par de dados, $n = 2k$, e a mediana vem,

$$M = \frac{x_k + x_{k+1}}{2} , \quad (\text{A1.8})$$

isto é a mediana é a média dos dois valores centrais.

3.1.3. Moda

A moda é o valor mais frequente da amostra. É a medida de localização menos usada em hidrologia, pois em amostras de dados

hidrológicos (precipitações, caudais, etc.) é pouco provável que haja valores exatamente iguais. No entanto para cálculo da moda, *Mod*, pode utilizar-se a seguinte expressão,

$$Mod = \bar{x} - 3(\bar{x} - M). \quad (A1.9)$$

Onde \bar{x} e M são, respetivamente, a média e a mediana da amostra.

3.2. Medidas de dispersão

A dispersão pode definir-se como a posição dos dados em relação a uma referência fixa. Quando esta referência é a média, a dispersão indica o modo como os dados se espalham à volta do valor médio. Considere-se uma amostra constituída por x_1, x_2, \dots, x_n . Define-se:

3.2.1. Desvio padrão

O desvio padrão mostra o comportamento do conjunto de desvios em relação à média. Se a dispersão é grande, os desvios dos dados em relação à média são grandes e o desvio padrão será elevado. O contrário também se verifica quando os desvios são pequenos. O desvio padrão é dado por:

$$S = + \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}. \quad (A1.10)$$

Ao quadrado do desvio padrão, chama-se **variância**, S^2 ,

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}. \quad (A1.11)$$

3.2.2. Coeficiente de variação

O coeficiente de variação é um parâmetro adimensional que mede a variabilidade da amostra. Quanto maior o coeficiente de variação, maior é o desvio padrão em relação à média, isto é, mais dispersos estão os dados em torno da média. Define-se por,

$$C_v = \frac{S}{\bar{x}} \times 100\%. \quad (A1.12)$$

3.3. Assimetria

Assimetria é o grau de desvio, ou afastamento da simetria, de uma distribuição.

Quando se trabalha com distribuições de frequências, a assimetria pode ser estudada considerando a posição relativa dos três parâmetros de localização: média, mediana e moda.

Assim, nas distribuições **simétricas** (Figura A1.1), estes três parâmetros coincidem. Nas distribuições **assimétricas positivas** (desviadas para a direita) (Figura A1.2), **média>mediana>moda** e nas distribuições **assimétricas negativas** (desviadas para a esquerda) (Figura A1.3), **média<mediana<moda**.

A assimetria avalia-se pelo coeficiente de assimetria, g , sendo o valor deste coeficiente positivo nos desvios para a direita e negativo nos desvios para a esquerda.

$$g = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)S^3}. \quad (\text{A1.13})$$

4. Distribuições de probabilidade

4.1. Variável aleatória.

Chama-se **variável aleatória** X a toda a variável suscetível de tomar diferentes valores de x ¹¹ aos quais é possível afetar uma probabilidade. Chama-se **processo estocástico** a uma coleção ordenada de variáveis aleatórias $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$ e onde a sucessão cronológica $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ resultante da sua observação, representa uma única realização do processo.

Uma variável aleatória diz-se **discreta** se só pode tomar um número finito de valores, por exemplo: o número de dias com chuva numa semana, mês ou ano, ou o número de vezes que o caudal ultrapassou determinado valor. Uma variável aleatória diz-se **contínua** se pode assumir qualquer valor dentro de um determinado intervalo de números reais, por exemplo: a precipitação anual, a temperatura média

¹¹ Para evitar confusões, a variável aleatória representa-se por maiúsculas, X , e as observações (ou realizações) dessa variável por minúsculas, x .

diária, etc., podem tomar qualquer valor dentro de um certo intervalo limitado por um mínimo e por um máximo.

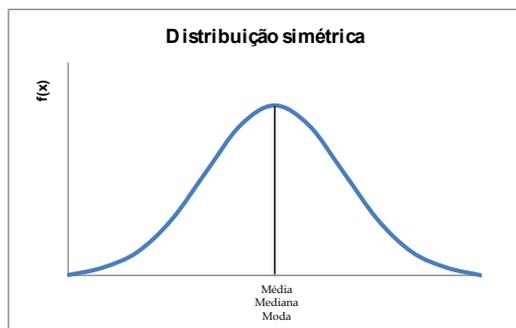


Figura A1.1. Distribuição simétrica (Média = Mediana = Moda)

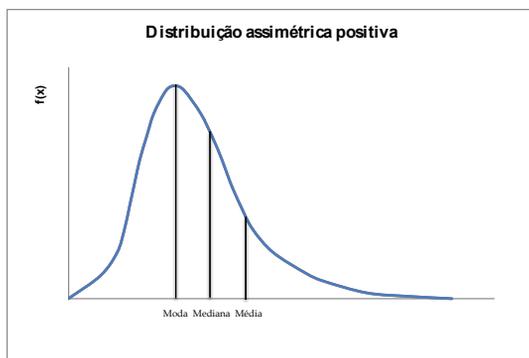


Figura A1.2. Distribuição assimétrica positiva (Média > Mediana > Moda).

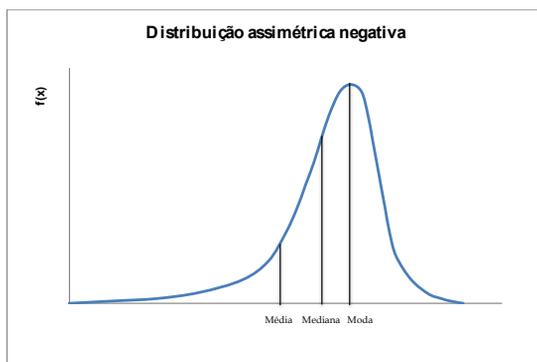


Figura A1.3. Distribuição assimétrica negativa (Média < Mediana < Moda).

4.2. Função de distribuição. Função densidade de probabilidade

Sendo X uma variável aleatória, dá-se o nome de **função de distribuição** (ou **função de distribuição de probabilidade**) da variável X à função,

$$F(x) = P(X \leq x), \quad (\text{A1.14})$$

que representa a probabilidade de a variável aleatória X assumir um valor inferior ou igual a x .

Ordenando por ordem **crecente** uma amostra de n valores duma variável aleatória, $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$, a probabilidade de a variável aleatória X assumir um valor inferior ou igual a x_i é:

$$F_a(x_i) = P(X \leq x_i) = \frac{m}{n}, \quad (\text{A1.15})$$

sendo $F_a(x_i)$ a **função de distribuição empírica** (FDE) da variável X e m o número de ordem do valor na amostra.

Ordenando por ordem **decrescente** a amostra, $x_1 \geq x_2 \geq \dots \geq x_n$, a probabilidade de a variável aleatória X assumir um valor superior ou igual a x_i é:

$$G_a(x_i) = P(X \geq x_i) = \frac{m}{n}, \quad (\text{A1.16})$$

sendo $G_a(x_i)$ a **função de duração da variável** X e m o número de ordem do valor na amostra.

Define-se **função densidade de probabilidade** $f(x)$ de uma variável aleatória contínua,

$$f(x) = \frac{dF(x)}{dx}, \quad (\text{A1.17})$$

$$f(x) = \text{Prob}\left(x - \frac{dx}{2} \leq X \leq x + \frac{dx}{2}\right). \quad (\text{A1.18})$$

4.3. Distribuições teóricas

Existem muitas **distribuições teóricas**, que servem como **modelo probabilístico** de variáveis ou fenómenos aleatórios. Considerando que as

variáveis hidrológicas são aleatórias, então elas podem ser representadas por algum tipo de distribuição teórica.

Apresentam-se de seguida as distribuições teóricas mais utilizadas em hidrologia.

4.3.1. Distribuições discretas

Distribuição binomial

É o modelo probabilístico indicado para descrever o número de sucessos em repetidas provas de Bernoulli.

As provas de Bernoulli (ou experiências de Bernoulli) são sucessões de experiências aleatórias independentes, onde em cada uma delas só existem dois resultados possíveis: realização de determinado acontecimento e realização do contrário desse acontecimento. Considerando um qualquer acontecimento, A , de probabilidade $P(A) = p$, a realização de, A , diz-se “sucesso” e a realização do contrário, \bar{A} , que tem probabilidade $P(\bar{A}) = 1 - p$, diz-se “insucesso”.

Por exemplo, a ocorrência de precipitação em determinado dia do futuro, só tem dois resultados possíveis: ou chove (sucesso) ou não chove (insucesso) nesse dia. Então, a probabilidade de chover é p , e a probabilidade de não chover, será logicamente $1-p$.

Se a **variável aleatória**, X , designar o **número de sucessos** em n provas, diz-se que tem **distribuição Binomial** e escreve-se simbolicamente $B(n, p)$. A sua função massa de probabilidade é,

$$P(x) = P(X = x) = \frac{n!}{x!(n-x)!} p^x (1-p)^{n-x}, \quad x = 0, 1, \dots, n, \quad (\text{A1.19})$$

e a sua função de distribuição é,

$$F(x) = \sum_{x_i \leq x} \frac{n!}{x_i!(n-x_i)!} p^{x_i} (1-p)^{n-x_i}. \quad (\text{A1.20})$$

4.3.2. Distribuições contínuas

Distribuição normal

A mais importante e mais divulgada distribuição contínua de probabilidade é sem dúvida a **distribuição normal**. Teoricamente, a

função de distribuição da soma de n variáveis aleatórias tende para a distribuição normal quando n aumenta indefinidamente, qualquer que seja a função de distribuição de cada uma das variáveis aleatórias. Por esta razão a distribuição normal adapta-se bem a um grande número de variáveis hidrológicas, nomeadamente à **precipitação anual** e ao **escoamento anual**, resultantes da soma de um grande número de variáveis aleatórias.

Uma variável aleatória X com uma função densidade de probabilidade,

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad -\infty < x < +\infty, \quad (\text{A1.21})$$

diz-se que tem **distribuição normal** com parâmetros μ e σ , e escreve-se simbolicamente, $N(\mu, \sigma)$. Os parâmetros μ e σ , são determinados por,

$$\mu = \bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad \text{e} \quad \sigma = S = +\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}.$$

A sua função de distribuição é dada por,

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} dx. \quad (\text{A1.22})$$

Para se efetuar o estudo da distribuição normal é necessário passar à **distribuição normal reduzida**, visto que os valores da função densidade de probabilidade e de distribuição são dados através de tabelas em função dos valores reduzidos. Isto consegue-se fazendo uma mudança de variável de modo a que a nova variável tenha valor médio igual a zero e desvio padrão igual à unidade. Isto é, transforma-se a variável X com $N(\mu, \sigma)$ numa variável Z com $N(0,1)$. Z é a variável reduzida, e é dada por,

$$Z = \frac{X - \mu}{\sigma}. \quad (\text{A1.23})$$

Ao realizar-se esta transformação, **standardiza-se a variável** X e neste caso a sua função densidade de probabilidade é,

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}} \quad -\infty < z < +\infty, \quad (\text{A1.24})$$

e a sua função de distribuição,

$$F(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-\frac{z^2}{2}} dz. \quad (A1.25)$$

Os valores de $f(z)$ e $F(z)$ são dados por tabelas em função de z .

Na Figura A1.4 apresenta-se o gráfico da função densidade, $f(z)$, bem como os valores das ordenadas para os respectivos valores de z e na Figura A1.5 o gráfico da função distribuição, $F(z)$. A altura H na Figura A1.5 é a probabilidade acumulada correspondente à área tracejada na Figura A1.4.

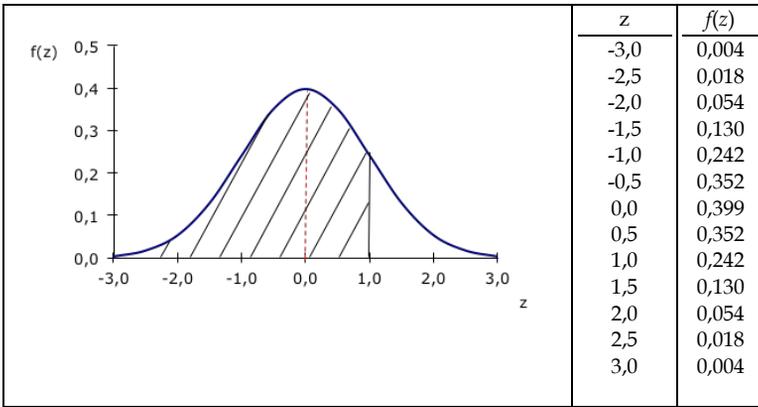


Figura A1.4. Função densidade de probabilidade $N(0,1)$

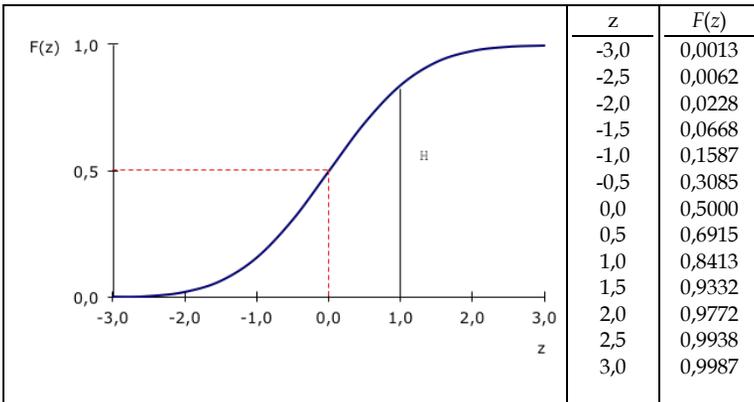


Figura A1.5. Função de distribuição de probabilidade $N(0,1)$

Como se pode verificar pelas Figuras A1.4 e A1.5, a distribuição normal é uma distribuição simétrica, isto é caracteriza-se por ter uma densidade de probabilidade simétrica em relação à média, que é ao mesmo tempo mediana e moda. Isto significa que a probabilidade média que a variável aleatória tem de se situar no intervalo $]-\infty, \mu]$ é igual à probabilidade média que ela tem de se situar no intervalo $[\mu, +\infty[$.

Como se pode observar na Figura A1.6 e comprovar com a tabela (Tabela 8.1), a área total limitada pela curva e pelo eixo dos x é unitária (100%).

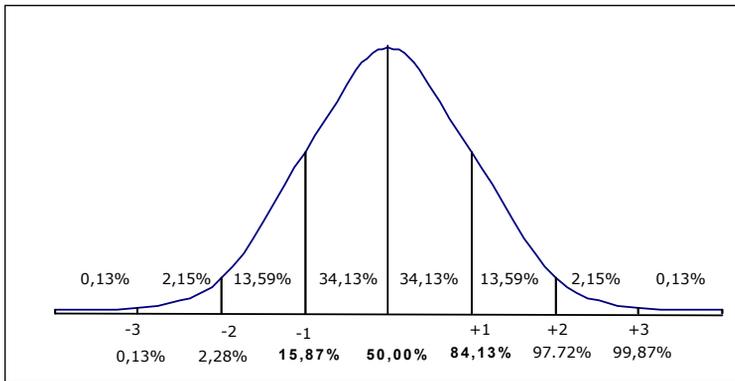


Figura A1.6. Áreas compreendidas pela curva normal reduzida (%).

Também se pode observar que 50% da distribuição normal corresponde ao intervalo $]-\infty, \mu]$. Isto significa que a probabilidade média de a variável aleatória se situar no intervalo $]-\infty, \mu]$ é igual 50% (0,13%+2,15%+13,59%+34,13%). Ou, por outras palavras, a probabilidade média de a variável aleatória ser igual ou inferior ao valor médio é 50%.

Também se pode observar na figura que 68,26% (34,13%+34,13%) da distribuição normal correspondem ao intervalo $[\mu \pm \sigma]$, que 95,44% (13,59%+34,13%+34,13%+13,59%) correspondem ao intervalo $[\mu \pm 2\sigma]$ e que 99,74% (2,25% + 13,59% + 34,13% + 34,13% + 13,59% + 2,15%) correspondem ao intervalo $[\mu \pm 3\sigma]$, significando que a probabilidade média da variável aleatória aumenta à medida que o intervalo alarga. (Ver Tabela 8.1).

Distribuição log-normal

Uma variável aleatória tem distribuição log-normal quando o logaritmo da variável aleatória tem distribuição normal. Isto é, se X segue a distribuição log-normal então $Y = \ln X$ segue a distribuição normal.

Se uma variável aleatória Y , tem distribuição normal, então a distribuição da variável X , diz-se log-normal, com função densidade de probabilidade e função de distribuição, respetivamente,

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}} \quad x > 0, \quad (\text{A1.26})$$

onde, μ_y e σ_y são, respetivamente a média e o desvio padrão da variável

$$Y = \ln X, \text{ dados por } \mu_y = \bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n} \text{ e } \sigma_y = S_y = +\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}}.$$

A distribuição log-normal ajusta-se bem a variáveis hidrológicas resultantes da multiplicação de muitas variáveis. Isto é, se $X = X_1 X_2 \dots X_n$, então $Y = \ln X = \sum_{i=1}^n \ln X_i = \sum_{i=1}^n Y_i$, que para n grande, tende para a distribuição normal.

Distribuição assintótica de extremos tipo I

Também conhecida por **distribuição de Gumbel**, é bastante aplicada a acontecimentos máximos, por exemplo, a distribuição dos caudais máximos anuais, ou a distribuição das precipitações máximas anuais.

Uma variável aleatória X , tem distribuição de Gumbel, com parâmetros α e u , quando a respetiva função densidade de probabilidade é da forma,

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\left[\frac{x-u}{\alpha} - e^{-\left(\frac{x-u}{\alpha}\right)} \right]} \quad -\infty < x < +\infty, \quad (\text{A1.27})$$

e a função distribuição é da forma,

$$F(x) = e^{-e^{-\left(\frac{x-u}{\alpha}\right)}} \quad \alpha > 0. \quad (\text{A1.28})$$

Os parâmetros, α e u , podem ser determinados por,

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}S_x}{\pi}, \quad (\text{A1.29})$$

e

$$u = \bar{x} - 0,5772\alpha. \quad (\text{A1.30})$$

Utilizando a variável reduzida de Gumbel,

$$y = \frac{x - u}{\alpha}, \quad (\text{A1.31})$$

vem para a função de distribuição,

$$F(x) = e^{-e^{-y}}. \quad (\text{A1.32})$$

No Quadro A1.1 apresentam-se, algumas das distribuições teóricas contínuas de probabilidade mais utilizadas em Hidrologia.

5. Distribuições teóricas e variáveis hidrológicas

5.1. Ajustamento de distribuições teóricas aos dados experimentais

Quando se afirma que as variáveis hidrológicas podem ser representadas por algum tipo conhecido de distribuição, não quer dizer que elas sigam perfeitamente essas distribuições teóricas. Obviamente que, quando se trata de variáveis reais, existem limitações, que tornam o ajuste perfeito impossível. Por exemplo, como já referido, a precipitação anual é uma variável que segue a distribuição normal. No entanto, a variável aleatória normal, pode assumir qualquer valor no intervalo $(-\infty, +\infty)$, enquanto que a precipitação apenas pode assumir valores positivos ou nulos. Além disso, como se viu, a distribuição normal é uma distribuição simétrica, enquanto que a distribuição de precipitação anual tende a ser assimétrica positiva.

Assim, quando se dispõe de uma amostra de valores de uma determinada variável hidrológica, o objetivo é determinar qual a **distribuição teórica que “melhor” se ajusta à distribuição empírica**. Depois de ajustar uma distribuição teórica conhecida a um conjunto de variáveis hidrológicas, grande parte da informação probabilística da

amostra pode ser descrita por essa distribuição teórica e pelos respectivos parâmetros.

O ajustamento de uma distribuição teórica à distribuição empírica de variáveis hidrológicas, pode ser efetuado através de **testes de hipóteses** estatísticos ou através do **posicionamento gráfico**.

Quadro A1.1 - Distribuições teóricas contínuas utilizadas em Hidrologia

Distribuição	F. densidade de Probabilidade	Intervalo	Equações dos parâmetros
Normal	$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$	$-\infty < x < +\infty$	$\mu = \bar{x}, \sigma = S_x$
Log - normal	$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}}$ $y = \ln x$	$x > 0$	$\mu_y = \bar{y}, \sigma_y = S_y$
Pearson Tipo III	$f(x) = \frac{\lambda^\beta (x-\varepsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(x-\varepsilon)}}{\Gamma(\beta)}$	$x \geq \varepsilon$	$\beta = \left(\frac{2}{g}\right)^2, \lambda = \frac{S_x}{\sqrt{\beta}}$ $\varepsilon = \bar{x} - S_x\sqrt{\beta}$
Log - Pearson	$f(x) = \frac{\lambda^\beta (y-\varepsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(y-\varepsilon)}}{\Gamma(\beta)}$ $y = \ln x$	$\ln x \geq \varepsilon$	$\beta = \left(\frac{2}{g_y}\right)^2, \lambda = \frac{S_y}{\sqrt{\beta}}$ $\varepsilon = \bar{y} - S_y\sqrt{\beta}$
Gumbel	$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{\left[-\frac{x-u}{\alpha} - e^{-\frac{x-u}{\alpha}}\right]}$	$-\infty < x < +\infty$	$\alpha = \frac{\sqrt{6}S_x}{\pi},$ $u = \bar{x} - 0,5772\alpha$

5.1.1. Testes de hipóteses

Quando se pretende saber se uma determinada variável aleatória segue uma qualquer distribuição teórica, utiliza-se um teste de hipóteses.

O estabelecimento de um teste de hipóteses segue os seguintes passos:

- 1º - Formulação da hipótese a ser testada, H_0 - Hipótese nula;
- 2º - Formulação da hipótese alternativa, H_1 ;
- 3º - Seleção da estatística amostral a ser utilizada;

4º - Estabelecimento da regra de decisão, em função de uma constante c ;

5º - Seleção do nível de significância, α ;

6º - Utilização da estatística amostral para determinar o valor da constante c , de modo a que, quando H_0 for verdadeira, haja uma probabilidade de se rejeitar esta hipótese;

7º - Rejeição ou não rejeição da hipótese H_0 , se a estatística amostral observada cair, respetivamente, na região de rejeição (crítica), ou na região de não rejeição.

Teste do qui-quadrado

O teste do qui-quadrado, χ^2 , é um teste de adequação do ajustamento, onde se pretende determinar se uma dada distribuição teórica é razoável face aos dados disponíveis. Assim, as hipóteses a testar são,

H_0 : A função de distribuição é $F(x)$;

H_1 : A função de distribuição **não** é $F(x)$.

O teste do qui-quadrado, faz uma comparação entre o número real de observações e o número esperado de observações que caem nas respetivas classes, através do cálculo da estatística,

$$\chi_c^2 = \sum_{j=1}^{nc} \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j}, \quad (\text{A1.33})$$

que assintoticamente tem distribuição de qui-quadrado com $\nu = m - p - 1$ graus de liberdade, sendo nc o número de classes, p o número de parâmetros a estimar a partir da amostra, O_j o número de observações na classe j , e E_j o número de observações que seriam de esperar, na classe j , através da distribuição teórica.

A decomposição da amostra em classes, deve ser tal que o efetivo teórico por classe não seja inferior a 5, ou pode ser utilizada a fórmula de Sturges (Equação A1.4).

As classes devem ser escolhidas de modo a que a cada intervalo de classe corresponda uma probabilidade igual, (classes equiprováveis), donde,

$$E_j = \frac{n}{nc}. \quad (\text{A1.34})$$

A hipótese H_0 é rejeitada se χ_c^2 for maior que $\chi_{1-\alpha, \nu}^2$ tabelado, para um determinado nível de significância α e ν graus de liberdade. (Tabela 8.2).

Teste de Kolmogorov-Smirnov

Uma alternativa ao teste do χ^2 , é o teste de Kolmogorov-Smirnov. Para a realização deste teste, deve considerar-se:

1º $F(x)$ a função teórica da distribuição acumulada admitida como hipótese nula, H_0 ;

2º $F_0(x)$ a função de distribuição acumulada para os dados amostrais $\left(\frac{m}{n}\right)$;

3º A estatística utilizada,

$$D = \max|F(x) - F_0(x)|; \quad (\text{A1.35})$$

4º Se, para um determinado nível de significância α , o valor D calculado pela Equação (A1.35) for maior ou igual ao valor D tabelado a hipótese H_0 é rejeitada.

5.1.2. Posicionamento gráfico

Para avaliar o ajustamento de uma distribuição teórica à distribuição empírica dos dados amostrais pode, também, recorrer-se ao **posicionamento gráfico dos dados** na forma de uma distribuição cumulativa de probabilidade.

Considere-se uma amostra $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$, atribuindo a estes dados amostrais, uma probabilidade empírica $F(x) = P(X \leq x)$ ou $G(x) = P(X > x)$, é possível marcar estes pares de valores $[x, F(x)]$ ou $[x, G(x)]$ num gráfico de eixos coordenados.

A função de distribuição de uma determinada distribuição teórica pode ser representada graficamente num **papel de probabilidade** adequado a essa distribuição. Em tal papel, as ordenadas representam os valores da variável X e as abcissas representam a probabilidade de não excedência $F(x) = P(X \leq x)$, a probabilidade de excedência

$G(x) = P(X > x)$, o período de retorno T , ou a variável reduzida Y . As escalas das ordenadas e das abcissas são feitas de tal modo, que a função de distribuição teórica aparece representada por uma reta. Sendo assim, se os dados amostrais, afetados da respetiva probabilidade empírica, **se ajustam à reta da distribuição teórica**, então pode afirmar-se que **a distribuição empírica segue a distribuição teórica considerada**.

Para afetar cada valor dos dados amostrais da respetiva probabilidade, suponha-se que se dispõe de todas as observações de uma variável aleatória. Se as n observações x forem classificadas por ordem crescente, a **probabilidade empírica** de X tomar valores inferiores ou iguais a um determinado x_i será:

$$F(x) = (P(X \leq x_i)) = \frac{m}{n}, \quad (\text{A1.36})$$

onde m é o número de ordem do valor na amostra. Se as n observações x forem classificadas por ordem decrescente, a probabilidade empírica de X tomar valores iguais ou superiores a um determinado x_i será:

$$G(x) = (P(X > x_i)) = \frac{m}{n}. \quad (\text{A1.37})$$

Utilizando estas fórmulas, o menor valor da população teria uma probabilidade igual a zero e o maior valor uma probabilidade igual a um. No entanto, a afetação de probabilidade a uma amostra é mais delicada, pois não há a certeza de que ela contenha o menor e o maior valor da população desconhecida. Das várias fórmulas existentes para afetar cada valor da amostra de uma probabilidade empírica, utilizar-se-á a de Weibull, por ser a mais generalizada,

$$F_a(x) = (P(X \leq x_i)) = \frac{m}{n+1}, \quad (\text{A1.38})$$

para os n dados classificados **por ordem crescente** e

$$G_a(x) = (P(X > x_i)) = \frac{m}{n+1}, \quad (\text{A1.39})$$

para os n dados classificados **por ordem decrescente**.

6. Análise frequencial em hidrologia

Nos sistemas hidrológicos existem muitas vezes eventos extremos, tais como secas ou cheias. O valor de um acontecimento extremo é inversamente proporcional à sua frequência de ocorrência, isto é, um acontecimento extremo ocorre com menor frequência do que um evento moderado. O objetivo da **análise frequencial** em hidrologia é relacionar a **magnitude dos valores extremos com a sua frequência de ocorrência**, através da utilização de distribuições de probabilidade. Os resultados desta análise podem ser usados em vários problemas de engenharia, tais como, dimensionamento de barragens, pontes, estruturas de controlo de cheias, etc..

Para efetuar a análise frequencial pode recorrer-se ao **posicionamento gráfico** dos dados na forma de uma distribuição cumulativa de probabilidade ou utilizar técnicas analíticas baseadas em **fatores de frequência**.

Em qualquer dos casos torna-se necessário introduzir a noção de período de retorno.

6.1. Período de retorno. Risco hidrológico

O **período de retorno** de uma variável X , define-se como o número de anos que deve, em média, decorrer para que o valor dessa variável ocorra ou seja superado.

O **período de retorno**, T , pode exprimir-se por,

$$T = \frac{1}{G(x)} = \frac{1}{1 - F(x)}, \quad (\text{A1.40})$$

onde $F(x)$ é a **probabilidade de não excedência** dada por $F(x) = P(X \leq x)$ e $G(x)$ é a **probabilidade de excedência** dada por $G(x) = P(X > x) = 1 - P(X \leq x) = 1 - F(x)$.

Risco hidrológico, R , é função do período de retorno e representa a probabilidade de um valor x da variável aleatória X ser excedido em pelo menos uma vez em n anos sucessivos. Exprime-se por,

$$R = \frac{n}{T} = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n = 1 - (1 - G(x))^n \quad (\text{A1.41})$$

6.2. Análise frequencial por posicionamento gráfico

Depois de verificado o ajustamento de uma distribuição teórica aos dados amostrais podemos considerar que a distribuição amostral é representada pela distribuição teórica. Assim, para efetuar a análise frequencial, basta retirar da reta teórica os valores da variável aleatória e as respetivas probabilidades, como veremos no Exercício 7.

6.3. Análise frequencial por fatores de frequência

A análise frequencial pode ser feita recorrendo a técnicas analíticas baseadas em **fatores de frequência**.

Chow *et al.* (1988) propõem a seguinte fórmula geral para a análise hidrológica de frequências,

$$x_T = \bar{x} + K_T S, \quad (\text{A1.42})$$

onde, x_T é o valor do acontecimento associado a determinado período de retorno, \bar{x} é a média da amostra, S é o desvio padrão e K_T é o **fator de frequência** que é função do período de retorno, T , e do tipo de distribuição de probabilidade a ser utilizada na análise.

Se a variável em análise é $y = \ln x$, o mesmo método pode ser utilizado, aplicado aos logaritmos dos dados,

$$y_T = \bar{y} + K_T S_y. \quad (\text{A1.43})$$

O fator de frequência proposto por Ven Te Chow é aplicável a muitas distribuições de probabilidade utilizadas na análise hidrológica de frequências. Para uma determinada distribuição teórica, é possível determinar uma relação entre o fator de frequência e o correspondente período de retorno ($K-T$), relação esta que pode ser expressa por tabelas ou analiticamente.

Para determinar o valor de x_T (Equação A1.42), é necessário calcular os parâmetros estatísticos para a distribuição proposta e determinar para um dado período de retorno, o fator de frequência.

Seguidamente descreve-se a relação teórica $K-T$, para várias distribuições de probabilidade.

a) Distribuição normal - O fator de frequência pode ser expresso por,

$$K_T = \frac{x_T - \mu}{\sigma} = z, \quad (\text{A1.44})$$

que é a mesma expressão da variável normal reduzida Z , definida na equação (A1.24).

b) Distribuição log-normal - Para a distribuição log-normal o fator de frequência pode ser expresso por,

$$K_T = \frac{y_T - \mu_y}{\sigma_y}, \quad (\text{A1.45})$$

onde $y = \ln x$. Este fator de frequência aplica-se à equação (A1.43).

c) Distribuição de Gumbel - Para esta distribuição, o fator de frequência é determinado por,

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0,5772 + \ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] \right\}. \quad (\text{A1.46})$$

Para expressar T , em termos de K_T , utiliza-se a seguinte equação,

$$T = -\frac{1}{1 - e^{-e^{-\left[0,5772 - \frac{\pi K_T}{\sqrt{6}} \right]}}}. \quad (\text{A1.47})$$

7. Exercícios resolvidos

Exercício 1

Considerem-se as precipitações anuais registadas na estação de Castro D'Aire durante 39 anos, apresentadas no Quadro A1.2. Calcule:

- a) A distribuição de frequências, a distribuição de frequências relativas da precipitação anual e o histograma de frequências absolutas;
- b) A média, a mediana e a moda;
- c) O desvio padrão e o coeficiente de variação;
- d) O coeficiente de assimetria.

Quadro A1.2. Precipitação anual (mm) em Castro D'Aire

Ano Hidrológico	Precipitação (xi) [mm]	Precipitação ordenada de forma crescente [mm]	Nº de ordem (i)
1916/17	2118,2	912,8	1
1917/18	1001,2	915,8	2
1918/19	2093,2	1001,2	3
1919/20	1556,4	1076,1	4
1920/21	1290,6	1127,1	5
1921/22	1785,4	1201,0	6
1922/23	1830,2	1254,0	7
1923/24	2150,2	1275,7	8
1924/25	1749,6	1290,6	9
1925/26	2221,6	1301,2	10
1926/27	2024,1	1334,4	11
1927/28	1923,7	1344,7	12
1928/29	1127,1	1411,7	13
1929/30	2630,9	1461,0	14
1930/31	1481,2	1481,2	15
1931/32	1461,0	1520,6	16
1932/33	1334,4	1556,4	17
1933/34	1301,2	1581,0	18
1934/35	1581,0	1625,0	19
1935/36	3249,6	1664,2	20
1936/37	2069,0	1699,5	21
1937/38	1254,0	1749,6	22
1938/39	1974,0	1763,0	23
1939/40	2059,6	1785,4	24
1940/41	2569,6	1830,2	25
1941/42	1520,6	1903,9	26
1942/43	1664,2	1923,7	27
1943/44	1344,7	1974,0	28
1944/45	915,8	2024,1	29
1945/46	1763,0	2059,6	30
1946/47	2079,3	2069,0	31
1947/48	1411,7	2079,3	32
1948/49	912,8	2093,2	33
1949/50	1201,0	2118,2	34
1950/51	1903,9	2150,2	35
1951/52	1625,0	2221,6	36
1952/53	1076,1	2569,6	37

1953/54	1275,7	2630,9	38
1954/55	1699,5	3249,6	39

Resolução:

a) A amplitude dos dados determina-se facilmente pela equação (A1.3):

$$I = 3249,6 - 912,8 = 2336,8 \text{ mm,}$$

o número de classes, utilizando a equação (A1.4), é:

$$nc = 1 + 3,32193 \log_{10} 39 = 6 \text{ classes,}$$

e a amplitude de cada classe, determina-se recorrendo à equação (A1.5):

$$c = \frac{2336,8}{6} = 389,5 \text{ mm}$$

Isto é, a 1ª classe terá como limite inferior o valor 912,8 mm e como limite superior 1302,3 mm (912,8 + 389,5), a 2ª classe terá como limite inferior 1302,3 mm e como limite superior 1691,5 mm (1302,3 + 389,5), e assim sucessivamente até ao limite superior da última classe.

Para determinar os valores pertencentes a cada classe, que conduz às frequências absolutas e relativas de cada classe, basta contar os elementos que caem em cada classe, considerando que um **determinado valor x pertence a uma classe** quando e só quando é **maior que o limite inferior e menor ou igual que o limite superior dessa classe**.

A divisão da amostra em classes bem como as frequências absolutas e relativas de cada classe são apresentadas no Quadro A1.3.

Quadro A1.3. Distribuição de frequências e distribuição de frequências relativas da precipitação anual em Castro D'Aire.

Precipitação anual (mm)	Frequências absolutas	Frequências relativas
912,8 - 1302,3	10	0,256410256
1302,3 - 1691,8	10	0,256410256
1691,8 - 2081,3	12	0,307692308
2081,3 - 2470,8	4	0,102564103
2470,8 - 2860,3	2	0,051282051
2860,3 - 3249,8	1	0,025641026
TOTAL	39	1

Na Figura A1.7 apresenta-se o histograma das frequências absolutas.

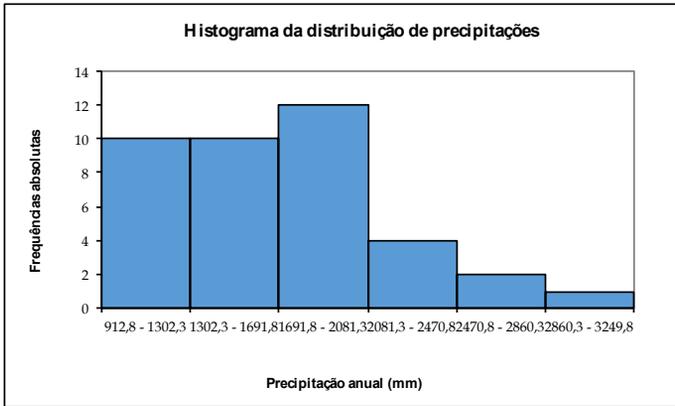


Figura A1.7. Histograma das frequências absolutas para a precipitação anual em Castro D’Aire.

b) Utilizando as equações (A1.6), (A1.7) e (A1.9) vem, respetivamente, para a média, mediana e moda:

$$\bar{x} = \frac{2118,2 + \dots + 1699,5}{39} = \frac{66230,3}{39} = 1698,2 \text{ mm}$$

$$n = 39 \Rightarrow k = \frac{38}{2} = 19$$

$$M = x_{k+1} = x_{20} = 1664,2 \text{ mm}$$

$$Mod = 1698,2 - 3(1698,2 - 1664,2) = 1596,2 \text{ mm}$$

Para esta distribuição de precipitações, tem-se que, $\bar{x} > M > Mod$.

c) Utilizando as equações (A1.10) e (A1.12) vem, respetivamente, para o desvio padrão e coeficiente de variação:

$$S = \sqrt{\frac{(2118,2 - 1698,2)^2 + \dots + (1699,5 - 1698,2)^2}{39 - 1}} = 498,9 \text{ mm};$$

$$C_v = \frac{498,9}{1698,2} \times 100 = 29,4\%$$

d) Utilizando a equação (A1.13) vem para o coeficiente de assimetria:

$$g = \frac{39[(2118,2 - 1698,2)^3 + \dots + (1699,5 - 1698,2)^3]}{(39 - 1)(39 - 2) \times 498,9^3} = 0,8.$$

Como a distribuição tem assimetria positiva, significa que $\bar{x} > M > Mod$ (estatísticas já determinadas na alínea b), isto é, trata-se de uma distribuição desviada para a direita.

Exercício 2

Considerando que em determinado rio ocorre uma cheia por ano e que a probabilidade desta cheia ser catastrófica é 10%, qual é a probabilidade de ocorrência de 3 destas cheias nos próximos 15 anos?

Resolução:

Neste caso, tem-se,

$$n = 15 \text{ anos,}$$

$$x = 3,$$

$$p = 0,1,$$

logo, pela equação (A1.19) vem,

$$P(3) = P(X = 3) = \frac{15!}{3!(15 - 3)!} 0,1^3 (1 - 0,1)^{15 - 3} = 0,1285$$

Isto é, nos próximos 15 anos a probabilidade de ocorrência de 3 cheias catastróficas neste rio é de 12,85%.

Exercício 3

Admitindo que a precipitação anual em determinado local, é uma variável aleatória X , com distribuição normal e com parâmetros $\mu = 570mm$ e $\sigma = 120mm$, $N(570;120)$, determinar a probabilidade de um valor de precipitação ser menor que 600 mm.

Resolução:

Queremos determinar $F(x)$ que corresponde a $x \leq 600mm$. Para tal, devemos transformar a variável X com $N(570;120)$ na variável reduzida Z com $N(0,1)$, isto é, devemos, utilizando a Equação A1.23, calcular:

$$z = \frac{600 - 570}{120} = 0,25.$$

Assim, já podemos recorrer à Tabela 8.1 e retirar o valor da probabilidade pretendida. Pela tabela vem para $z = 0,25$ uma probabilidade $F(z) = 0,5987$. Isto é probabilidade de a variável X , assumir um valor $x \leq 600\text{mm}$ é de 59,87%.

Exercício 4

Considerando que o caudal anual de determinado curso de água, é uma variável aleatória X , com distribuição log-normal, com $\mu_y = 5,06146$ e $\sigma_y = 0,58906$, determinar a probabilidade de se verificar um valor de caudal inferior a $x \leq 150\text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Resolução:

Fazendo uma mudança na variável, tal que $Y = \ln X$, vem, $y = \ln x = \ln 150 = 5,01064$, donde a variável reduzida Z (Equação A1.23) é,

$$z = \frac{5,01064 - 5,06146}{0,58906} = -0,09.$$

Para obter o correspondente valor de $F(z)$, utiliza-se a Tabela 8.1. Para $z = -0,09$ vem, $F(z) = 1 - F(z) = 1 - 0,5359 = 0,4641$. Que significa que a probabilidade de se verificar um valor de caudal inferior a $x \leq 150\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ é de 46,41%.

Exercício 5

Os caudais máximos instantâneos anuais num determinado curso de água seguem a distribuição de Gumbel, com média, $\bar{x} = 227\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e desvio padrão, $S = 142\text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Determine a probabilidade de ocorrer um valor de caudal $x \leq 300\text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Resolução:

Os parâmetros, α e μ , podem ser determinados pelas equações (A1.29) e (A1.30),

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}S_x}{\pi} = \frac{\sqrt{6} \times 142}{\pi} = 110,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1},$$

$$u = \bar{x} - 0,5772\alpha = 227 - 0,5772 \times 110,7 = 163,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}.$$

Utilizando a variável reduzida de Gumbel (Equação A1.31),

$$y = \frac{300 - 163,1}{110,7} = 1,237,$$

podemos determinar a probabilidade pretendida por aplicação da equação (A1.32),

$$F(x) = e^{-e^{-1,237}} = 0,748 = 74,8\%.$$

Exercício 6

Verificar o ajustamento das precipitações anuais ocorridas na estação meteorológica de Castro D'Aire (Quadro A1.2) à distribuição normal.

Resolução:

Esta verificação pode ser feita de duas maneiras: por **posicionamento gráfico dos dados** ou através de **um teste de adequação do ajustamento**.

a) Posicionamento gráfico - Num papel de probabilidade normal, qualquer distribuição normal terá como gráfico uma linha reta, correspondendo a média dessa distribuição ao ponto 50% e um desvio padrão para cada lado da média, aos pontos 15.87% e 84.13%, respetivamente (ver Figura A1.6).

Neste caso, a média e o desvio padrão foram determinados no Exercício 1 alínea a) e b) e são, respetivamente, 1698,2 mm e 498,9 mm. A reta da distribuição normal teórica desenha-se no papel normal unindo os três pares de pontos,

$$(\bar{x} - S; 15,87\%) = (1199,3; 15,87\%)$$

$$(\bar{x}; 50\%) = (1698,2; 50\%)$$

$$(\bar{x} + S; 84,13\%) = (2197,1; 84,13\%)$$

Esta reta corresponde à distribuição normal teórica. Se os valores da amostra, afetados da respetiva probabilidade empírica, ajustarem à

reta, então pode afirmar-se que a série de precipitações anuais segue a distribuição normal.

Para atribuir uma probabilidade empírica aos valores da amostra, utiliza-se a fórmula de Weibull, dada pela Equação (A1.38),

$$F_a(x) = \frac{m}{n+1}$$

que dá a probabilidade de não excedência, $F(x)$, para os n valores da amostra, ordenados de forma crescente. Quadro A1.4.

Quadro A1.4. Probabilidade de não excedência, $F(x)$, para os valores de precipitação anual em Castro D'Aire.

Ano	Precipitação (x_i) [mm]	Precipitação ordenada de forma crescente [mm]	Nº de ordem (i)	$F(x)$ [%]
1916/17	2118,2	912,8	1	2,5
1917/18	1001,2	915,8	2	5,0
1918/19	2093,2	1001,2	3	7,5
1919/20	1556,4	1076,1	4	10,0
1920/21	1290,6	1127,1	5	12,5
1921/22	1785,4	1201,0	6	15,0
1922/23	1830,2	1254,0	7	17,5
1923/24	2150,2	1275,7	8	20,0
1924/25	1749,6	1290,6	9	22,5
1925/26	2221,6	1301,2	10	25,0
1926/27	2024,1	1334,4	11	27,5
1927/28	1923,7	1344,7	12	30,0
1928/29	1127,1	1411,7	13	32,5
1929/30	2630,9	1461,0	14	35,0
1930/31	1481,2	1481,2	15	37,5
1931/32	1461,0	1520,6	16	40,0
1932/33	1334,4	1556,4	17	42,5
1933/34	1301,2	1581,0	18	45,0
1934/35	1581,0	1625,0	19	47,5
1935/36	3249,6	1664,2	20	50,0
1936/37	2069,0	1699,5	21	52,5
1937/38	1254,0	1749,6	22	55,0
1938/39	1974,0	1763,0	23	57,5
1939/40	2059,6	1785,4	24	60,0
1940/41	2569,6	1830,2	25	62,5
1941/42	1520,6	1903,9	26	65,0
1942/43	1664,2	1923,7	27	67,5
1943/44	1344,7	1974,0	28	70,0

1944/45	915,8	2024,1	29	72,5
1945/46	1763,0	2059,6	30	75,0
1946/47	2079,3	2069,0	31	77,5
1947/48	1411,7	2079,3	32	80,0
1948/49	912,8	2093,2	33	82,5
1949/50	1201,0	2118,2	34	85,0
1950/51	1903,9	2150,2	35	87,5
1951/52	1625,0	2221,6	36	90,0
1952/53	1076,1	2569,6	37	92,5
1953/54	1275,7	2630,9	38	95,0
1954/55	1699,5	3249,6	39	97,5

A reta teórica de probabilidade normal e os valores da distribuição empírica da precipitação anual estão representados na Figura A1.8, onde se pode verificar, qualitativamente, o ajustamento à reta, donde se pode afirmar que **a série de precipitações em estudo tem distribuição normal.**

b) Teste do qui-quadrado - Para melhor ajuizar da qualidade do ajustamento da distribuição normal à distribuição empírica de precipitações anuais, utiliza-se o teste de hipótese do χ^2 .

As hipóteses a testar são,

H_0 : A função de distribuição é normal;

H_1 : A função de distribuição não é normal.

O número de classes, nc , para esta amostra é 6 (determinado no Exercício 1 alínea a).

Uma vez que é necessário trabalhar com as tabelas para a distribuição normal, utilizar-se-á a variável reduzida z .

Como as classes devem ser equiprováveis vem para a probabilidade de cada classe,

$$F(z) = \frac{1}{6} = 0,1667 .$$

Os z_i serão calculados, a partir dos valores $F(z_i)$ conhecidos, por consulta da Tabela 8.1. A partir de z_i determinam-se facilmente os intervalos das classes, x_i , sabendo que $\bar{x} = 1698,2$ mm e $S = 498,9$ mm. Como se mostra no Quadro A1.5.

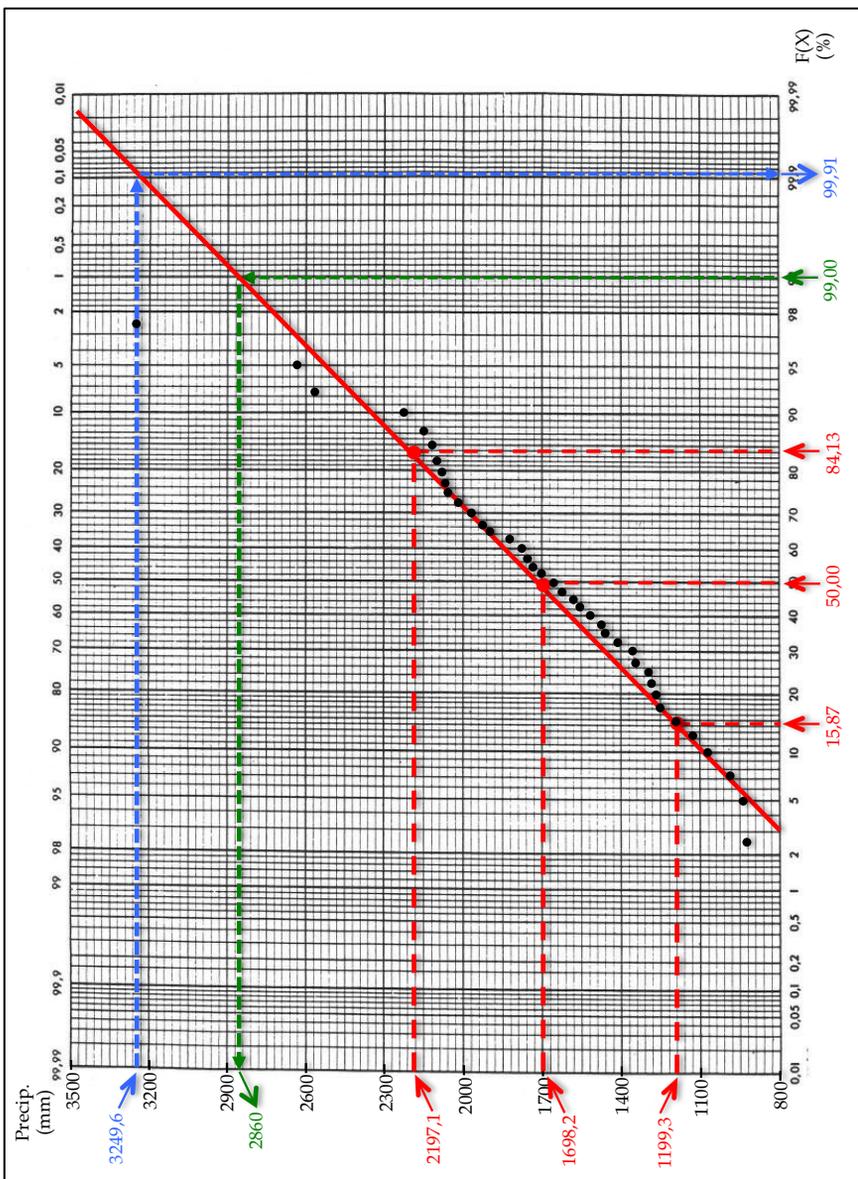


Figura A1.8. Ajustamento da distribuição normal aos valores de precipitação anual em Castro D'Aire.

Quadro A1.5. Cálculo dos intervalos e limites das classes

z_i	$F(z_i)$	z_i	$x_i = z_i \times S + \bar{x}$
z_1	$1/6 = 0,1667$	-0,9674	1215,6
z_2	$2/6 = 0,3333$	-0,4307	1483,3
z_3	$3/6 = 0,5000$	0,0000	1698,2
z_4	$4/6 = 0,6667$	0,4307	1913,1
z_5	$5/6 = 0,8333$	0,9674	2180,8

Com estes elementos pode construir-se o Quadro A1.6 e calcular o χ_c^2 pela Equação (A1.33).

Da Tabela 8.2 vem, para $\alpha = 0,05$ e $\nu = 6 - 2 - 1 = 3$ graus de liberdade,

$$\chi_{0,95;4}^2 = 7,81 .$$

Como $\chi_c^2 = 2,6923 < \chi_{0,95;4}^2 = 7,81$ pode dizer-se que a **hipótese de normalidade não é rejeitada**, o que vem confirmar a análise gráfica feita na alínea anterior.

Quadro A1.6 Teste do qui-quadrado

Limite das classes	Nº de elementos esperados em cada classe (E_i)	Nº de elementos observados em cada classe (O_i)	
$\leq 1215,6$	6,5000	7	0,0385
1215,6 - 1483,3	6,5000	8	0,3462
1483,3 - 1698,2	6,5000	5	0,3462
1698,2 - 1913,1	6,5000	6	0,0385
1913,1 - 2180,8	6,5000	9	0,9615
$> 2180,8$	6,5000	4	0,9615
TOTAL	39	39	2,6923

Exercício 7

Relativamente às precipitações anuais em Castro D'Aire, apresentadas no Quadro A1.2, determinar:

- A precipitação associada a um período de retorno de 100 anos;
- O período de retorno do maior valor de precipitação.

Resolução:

Depois de se ter verificado (Exercício 6) que as precipitações anuais em Castro D'Aire seguem a distribuição normal é possível efetuar a análise frequencial pretendida. Para esta a análise pode recorrer-se ao **posicionamento gráfico dos dados** ou utilizar técnicas analíticas baseadas em **fatores de frequência**.

a) Utilizando a Equação (A1.40) é possível determinar a probabilidade de não excedência correspondente a $T = 100$,

$$T = \frac{1}{1-F(x)} \Leftrightarrow F(x) = 1 - \frac{1}{T} = 1 - \frac{1}{100} = 0,99,$$

Com este valor é possível tirar da reta teórica normal, o correspondente valor de X . Para $F(x) = 99\%$ vem que $x \approx 2860$ mm (ver Figura A1.8). Isto é a **precipitação associada a um período de retorno de 100 anos é 2860 mm**.

Podemos chegar ao mesmo resultado fazendo a análise baseada em fatores de frequência. Combinando as Equações (A1.42) e (A1.44) vem,

$$x_T = \bar{x} + zS, \quad (\text{A1.48})$$

que para a distribuição em estudo é,

$$x_T = 1698,2 + z \times 498,9. \quad (\text{A1.49})$$

Já vimos que a $T = 100$ corresponde $F(x) = 0,99$ logo, da Tabela 8.1, retiramos valor de $z = 2,33$ donde da Equação (A1.49) vem,

$$x_T = 1698,2 + 2,33 \times 498,9 = 2861 \text{ mm}.$$

Isto é, a **precipitação associada a um $T = 100$ anos é 2861 mm**, que é aproximadamente igual ao valor encontrado utilizando o método do posicionamento gráfico.

b) **O maior valor de precipitação anual** em Castro D'Aire é $x = 3249,6$ mm (ver Quadro A1.2). Com este valor pode ler-se na reta teórica o correspondente valor de $F(x)$. Pela leitura da Figura A1.8. vem, para $x = 3249,6$ mm um valor de $F(x) \approx 99,91\%$. Donde,

$$T = \frac{1}{1-F(x)} = \frac{1}{1-0,9991} = 1111 \text{ anos}.$$

Isto é, o período de retorno de um valor de precipitação 3249,6 mm é aproximadamente 1111 anos.

Para efetuar a análise baseada em fatores de frequência, utilizamos a Equação (A1.48) para encontrar o valor de z , sabendo que $x = 3249,6$,

$$3249,6 = 1698,2 + z \times 498,9 \Leftrightarrow z = \frac{3249,6 - 1698,2}{498,9} = 3,11.$$

Pela Tabela 8.1, para $z = 3,11$ vem $F(z) = 0,9991$, e o período de retorno do valor 3249,6 mm é,

$$T = \frac{1}{1 - F(x)} = \frac{1}{1 - 0,9991} = 1111 \text{ anos.}$$

8. Tabelas

8.1. Tabela da função de distribuição normal, $F(z)$

Que dá os valores da função de distribuição

$$F(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-\frac{z^2}{2}} dz$$

Esta tabela dá diretamente as áreas sob a curva normal compreendidas entre $z = -\infty$ e qualquer outro valor positivo de z . Para valores de $z < 0$, isto é, para valores de $z = -z$, vem que $F(-z) = 1 - F(z)$.

Tabela 8.1. Áreas referentes à curva normal reduzida, $F(z)$

z	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,0	0,5000	0,5040	0,5080	0,5120	0,5160	0,5199	0,5239	0,5279	0,5319	0,5359
0,1	0,5398	0,5438	0,5478	0,5517	0,5557	0,5596	0,5636	0,5675	0,5714	0,5753
0,2	0,5793	0,5832	0,5871	0,5910	0,5948	0,5987	0,6026	0,6064	0,6103	0,6141
0,3	0,6179	0,6217	0,6255	0,6293	0,6331	0,6368	0,6406	0,6443	0,6480	0,6517
0,4	0,6554	0,6591	0,6628	0,6664	0,6700	0,6736	0,6772	0,6808	0,6844	0,6879
0,5	0,6915	0,6950	0,6985	0,7019	0,7054	0,7088	0,7123	0,7157	0,7190	0,7224
0,6	0,7257	0,7291	0,7324	0,7357	0,7389	0,7422	0,7454	0,7486	0,7517	0,7549
0,7	0,7580	0,7611	0,7642	0,7673	0,7704	0,7734	0,7764	0,7794	0,7823	0,7852
0,8	0,7881	0,7910	0,7939	0,7967	0,7995	0,8023	0,8051	0,8078	0,8106	0,8133
0,9	0,8159	0,8186	0,8212	0,8238	0,8264	0,8289	0,8315	0,8340	0,8365	0,8389
1,0	0,8413	0,8438	0,8461	0,8485	0,8508	0,8531	0,8554	0,8577	0,8599	0,8621
1,1	0,8643	0,8665	0,8686	0,8708	0,8729	0,8749	0,8770	0,8790	0,8810	0,8830
1,2	0,8849	0,8869	0,8888	0,8907	0,8925	0,8944	0,8962	0,8980	0,8997	0,9015
1,3	0,9032	0,9049	0,9066	0,9082	0,9099	0,9115	0,9131	0,9147	0,9162	0,9177
1,4	0,9192	0,9207	0,9222	0,9236	0,9251	0,9265	0,9279	0,9292	0,9306	0,9319
1,5	0,9332	0,9345	0,9357	0,9370	0,9382	0,9394	0,9406	0,9418	0,9429	0,9441
1,6	0,9452	0,9463	0,9474	0,9484	0,9495	0,9505	0,9515	0,9525	0,9535	0,9545
1,7	0,9554	0,9564	0,9573	0,9582	0,9591	0,9599	0,9608	0,9616	0,9625	0,9633
1,8	0,9641	0,9649	0,9656	0,9664	0,9671	0,9678	0,9686	0,9693	0,9699	0,9706
1,9	0,9713	0,9719	0,9726	0,9732	0,9738	0,9744	0,9750	0,9756	0,9761	0,9767
2,0	0,9772	0,9778	0,9783	0,9788	0,9793	0,9798	0,9803	0,9808	0,9812	0,9817
2,1	0,9821	0,9826	0,9830	0,9834	0,9838	0,9842	0,9846	0,9850	0,9854	0,9857
2,2	0,9861	0,9864	0,9868	0,9871	0,9875	0,9878	0,9881	0,9884	0,9887	0,9890
2,3	0,9893	0,9896	0,9898	0,9901	0,9904	0,9906	0,9909	0,9911	0,9913	0,9916
2,4	0,9918	0,9920	0,9922	0,9925	0,9927	0,9929	0,9931	0,9932	0,9934	0,9936
2,5	0,9938	0,9940	0,9941	0,9943	0,9945	0,9946	0,9948	0,9949	0,9951	0,9952
2,6	0,9953	0,9955	0,9956	0,9957	0,9959	0,9960	0,9961	0,9962	0,9963	0,9964
2,7	0,9965	0,9966	0,9967	0,9968	0,9969	0,9970	0,9971	0,9972	0,9973	0,9974
2,8	0,9974	0,9975	0,9976	0,9977	0,9977	0,9978	0,9979	0,9979	0,9980	0,9981
2,9	0,9981	0,9982	0,9982	0,9983	0,9984	0,9984	0,9985	0,9985	0,9986	0,9986
3,0	0,9987	0,9987	0,9987	0,9988	0,9988	0,9989	0,9989	0,9989	0,9990	0,9990
3,1	0,9990	0,9991	0,9991	0,9991	0,9992	0,9992	0,9992	0,9992	0,9993	0,9993
3,2	0,9993	0,9993	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9995	0,9995	0,9995
3,3	0,9995	0,9995	0,9995	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9997
3,4	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9998
3,5	0,9998	0,9998	0,9998	0,9998	0,9998	0,9998	0,9998	0,9998	0,9998	0,9998
3,6	0,9998	0,9998	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999
3,7	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999
3,8	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999	0,9999
3,9	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000

8.2. Tabela da função de distribuição do χ^2

Tabela 8.2. Valores da estatística χ^2 , para diversos níveis de confiança $1-\alpha$ e ν graus de liberdade

ν	$1-\alpha$										
	$\chi^2_{0.995}$	$\chi^2_{0.99}$	$\chi^2_{0.975}$	$\chi^2_{0.95}$	$\chi^2_{0.90}$	$\chi^2_{0.75}$	$\chi^2_{0.50}$	$\chi^2_{0.05}$	$\chi^2_{0.025}$	$\chi^2_{0.01}$	$\chi^2_{0.005}$
1	7,88	6,63	5,02	3,84	2,71	1,32	,455	,0039	,0010	,0002	,000039
2	10,6	9,21	7,38	5,99	4,61	2,77	1,39	,103	,0506	,0201	,0100
3	12,8	11,3	9,35	7,81	6,25	4,11	2,37	,352	,216	,115	,072
4	14,9	13,3	11,1	9,49	7,78	5,39	3,36	,711	,484	,297	,207
5	16,7	15,1	12,8	11,1	9,24	6,63	4,35	1,15	,831	,554	,412
6	18,5	16,8	14,4	12,6	10,6	7,84	5,35	1,64	1,24	,872	,676
7	20,3	18,5	16,0	14,1	12,0	9,04	6,35	2,17	1,69	1,24	,989
8	22,0	20,1	17,5	15,5	13,4	10,2	7,34	2,73	2,18	1,65	1,34
9	23,6	21,7	19,0	16,9	14,7	11,4	8,34	3,33	2,70	2,09	1,74
10	25,3	23,2	20,5	18,3	16,0	12,5	9,34	3,94	3,25	2,56	2,16
11	26,8	24,7	21,9	19,7	17,3	13,7	10,3	4,57	3,82	3,05	2,60
12	28,3	26,2	23,3	21,0	18,5	14,8	11,3	5,23	4,40	3,57	3,07
13	29,8	27,7	24,7	22,4	19,8	16,0	12,3	5,89	5,01	4,11	3,57
14	31,3	29,1	26,1	23,7	21,1	17,1	13,3	6,57	5,63	4,66	4,07
15	32,8	30,6	27,5	25,0	22,3	18,2	14,3	7,26	6,26	5,23	4,60
16	34,3	32,0	28,8	26,3	23,5	19,4	15,3	7,96	6,91	5,81	5,14
17	35,7	33,4	30,2	27,6	24,8	20,5	16,3	8,67	7,56	6,41	5,70
18	37,2	34,8	31,5	28,9	26,0	21,6	17,3	9,39	8,23	7,01	6,26
19	38,6	36,2	32,9	30,1	27,2	22,7	18,3	10,1	8,91	7,63	6,84
20	40,0	37,6	34,2	31,4	28,4	23,8	19,3	10,9	9,59	8,26	7,43
21	41,4	38,9	35,5	32,7	29,6	24,9	20,3	11,6	10,3	8,90	8,03
22	42,8	40,3	36,8	33,9	30,8	26,0	21,3	12,3	11,0	9,54	8,64
23	44,2	41,6	38,1	35,2	32,0	27,1	22,3	13,1	11,7	10,2	9,26
24	45,6	43,0	39,4	36,4	33,2	28,2	23,3	13,8	12,4	10,9	9,89
25	46,9	44,3	40,6	37,7	34,4	29,3	24,3	14,6	13,1	11,5	10,5
26	48,3	45,6	41,9	38,9	35,6	30,4	25,3	15,4	13,8	12,2	11,2
27	49,6	47,0	43,2	40,1	36,7	31,5	26,3	16,2	14,6	12,9	11,8
28	51,0	48,3	44,5	41,3	37,9	32,6	27,3	16,9	15,3	13,6	12,5
29	52,3	49,6	45,7	42,6	39,1	33,7	28,3	17,7	16,0	14,3	13,1
30	53,7	50,9	47,0	43,8	40,3	34,8	29,3	18,5	16,8	15,0	13,8
40	66,8	63,7	59,3	55,8	51,8	45,6	39,3	26,5	24,4	22,2	20,7
50	79,5	76,2	71,4	67,5	63,2	56,3	49,3	34,8	32,4	29,7	28,0
60	92,0	88,4	83,3	79,1	74,4	67,0	59,3	43,2	40,5	37,5	35,5
70	104,2	100,4	95,0	90,5	85,5	77,6	69,3	51,7	48,8	45,4	43,3
80	116,3	112,3	106,6	101,9	96,6	88,1	79,3	60,4	57,2	53,5	51,2
90	128,3	124,1	118,1	113,1	107,6	98,6	89,3	69,1	65,6	61,8	59,2
100	140,2	135,8	129,6	124,3	118,5	109,1	99,3	77,9	74,2	70,1	67,3

9. Referências bibliográficas

- Chow Ven Te; Maidment D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- Hipólito J. R. e Vaz, A. C. (2011). *Hidrologia e Recursos Hídricos*, IST Press, ISBN 978-9728469863, Lisboa.
- Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, ISBN 972-8152-59-0, Lisboa.
- Mello, F. M. (1985). *Curso de Hidrologia Aplicado à Região do Algarve. Estatística Aplicada à Hidrologia*. Universidade de Évora.