

Hidrologia Agrícola

Sebenta para a unidade curricular de hidrologia agrícola

Rita Cabral Guimarães, Carlos Miranda Rodrigues *
Gottlieb Basch †

17 de Dezembro de 2020

Universidade de Évora

* Departamento de Engenharia Rural

† Departamento de Fitotecnia

Copyright

©️ Esta sebenta é para uso dos alunos da licenciatura em Agronomia da Universidade de Évora.

Publisher

Universidade de Évora/2020

Com esta sebenta pretendemos fornecer aos alunos as
fundamentações teóricas e as aplicações práticas que
sustentam a unidade curricular de Hidrologia Agrícola

– Rita Cabral Guimarães, Carlos Miranda Rodrigues e
Gottlieb Basch

Conteúdo

Conteúdo	v
1 Ciclo hidrológico. Água na Terra	1
1.1 Conceitos gerais	1
1.2 Balanço hidrológico. Equação clássica da hidrologia	2
1.3 Distribuição de água na terra	4
1.4 Utilização da água	7
1.5 Exercícios de aplicação	8
2 Bacia hidrográfica	9
2.1 Conceitos gerais	9
2.2 Delimitação de uma bacia hidrográfica	10
2.3 Bacias hidrográficas em Portugal continental	11
2.4 Caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica	12
Características geométricas	12
Características do sistema de drenagem	15
Características de relevo	17
Tempo de concentração	21
Geologia, solos e coberto vegetal	22
2.5 Exercícios de aplicação	22
3 Precipitação	25
3.1 Generalidades	25
3.2 Classificação das precipitações	26
Precipitações convectivas	26
Precipitações orográficas	26
Precipitações ciclónicas ou frontais	27
3.3 Medição da precipitação	27
Aparelhos de medição da precipitação	28
Rede udométrica	29
3.4 Precipitação em área	32
Método dos polígonos de Thiessen	33
Método das isoietas	34
3.5 Distribuição temporal da precipitação	34
3.6 Distribuição espacial da precipitação	35
3.7 Análise das séries de precipitação anual	35
Qualidade dos registos de precipitação	36
Análise estatística	38

Exercício resolvido	44
3.8 Precipitações intensas	49
Curvas de possibilidade udométrica e curvas IDF	51
3.9 Exercícios de aplicação	52
4 Escoamento	56
4.1 Conceitos gerais	56
4.2 Processo de escoamento	57
4.3 Componentes do escoamento	58
4.4 Fatores de escoamento	59
Fatores climáticos	59
Fatores fisiográficos	60
4.5 Medição do escoamento de superfície	61
Método da secção - velocidade	61
Método estrutural	63
4.6 Curva de vazão	64
4.7 Registo dos níveis hidrométricos	65
Estabelecimento de uma rede hidrométrica	66
4.8 Estimação do escoamento na ausência de medições hidrométricas	67
4.9 Exercícios de aplicação	68
5 Evaporação e evapotranspiração	69
5.1 Definições	69
5.2 Fatores intervenientes	70
Fatores climáticos	70
Fatores físicos	71
Fatores da vegetação	71
Fatores do solo	72
5.3 Medição da evaporação e da evapotranspiração	72
Evaporímetros de tina ou de tanque	72
Atmómetros	74
5.4 Cálculo da evaporação por meio de balanço de massa	75
5.5 Medição da evapotranspiração	75
5.6 Fórmulas para determinação da evapotranspiração	77
Fórmula de Thornthwaite	77
Fórmula de Turc	78
Fórmula FAO Penman-Monteith	79
Fórmula de Hargreaves-Samani	82
5.7 Evapotranspiração cultural	83
5.8 Evapotranspiração real	83
5.9 Exercícios de aplicação	84
6 Água no solo	86
6.1 Introdução	86
6.2 Classificação do solo	86
Textura	86
Estrutura	87
6.3 Massa volúmica real, aparente e porosidade do solo	88
6.4 Indicadores de teor de água no solo	92
Humidade gravimétrica	92
Humidade volumétrica	93

Grau de saturação	93
6.5 Volume de água armazenado no perfil do solo	94
6.6 Medição do teor de humidade do solo	96
Métodos diretos	96
Métodos indiretos	96
6.7 Indicadores do estado energético da água	101
Potencial e carga hidráulica	101
Relações entre teores de humidade e potencial de água no solo	103
Valores especiais de humidade e de potencial	104
Determinação da capacidade de retenção de água no solo	105
Capacidade utilizável (água disponível total)	107
Relações água, solo e planta	107
6.8 Fluxos e transporte de água no solo	108
Movimento de água em solo saturado	109
Movimento de água em solo não saturado	110
6.9 Infiltração e taxa de infiltração de água no solo	112
Processo de infiltração	112
Equações de infiltração	113
Métodos de medição da infiltração	115
Apresentação dos dados de medição da infiltração	116
6.10 Exercícios de aplicação	117
7 Balanço Hidrológico	122
7.1 Definições	122
7.2 Modelo sequencial de balanço de Thornthwaite e Mather	123
Introdução	123
Metodologia do balanço	123
Parâmetros e calibração do modelo	125
7.3 Exercícios de aplicação	128
8 Clima	129
8.1 Definições	129
8.2 Fatores do clima e da sua mudança ao longo dos tempos	129
Fatores externos ao sistema climático	130
Fatores internos ao sistema climático	134
8.3 Elementos Climáticos	143
Radiação solar global e radiação líquida	143
Insolação e Nebulosidade	144
Temperatura do ar	145
Precipitação	146
Humidade do Ar	146
Evaporação e evapotranspiração	147
Pressão atmosférica	148
Vento	149
8.4 Classificações climáticas	150
Tipos de Classificações	150
Classificação Climática de Köppen	152
Classificação Racional dos Climas de Thornthwaite	155
8.5 Exercícios de aplicação	158
9 Referências	160

Lista de Figuras

1.1	Ciclo hidrológico.	1
1.2	Administrações de Regiões Hidrográficas (ARH) de Portugal continental. . . .	4
1.3	Distribuição de água na Terra.	5
1.4	Escoamentos anuais médios expressos em altura de água (Hipólito e Vaz, 2011). . .	6
1.5	Escoamentos anuais médios, expressos em altura de água, em Portugal comparados com os valores da Europa (Hipólito e Vaz, 2011).	6
2.1	Esquema de uma bacia hidrográfica.	9
2.2	Corte transversal de duas bacias adjacentes onde se verifica a não coincidência das linhas de separação de águas superficial e subterrânea.	10
2.3	Linhas de fecho e talvegues numa carta com curvas de nível.	10
2.4	Principais bacias hidrográficas de Portugal continental.	11
2.5	Regiões hidrográficas de Portugal continental.	12
2.6	Bacia hidrográfica do rio Degebe.	13
2.7	Coeficientes de compacidade e fatores de forma para várias formas de bacias. . . .	14
2.8	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	15
2.9	Regiões Hidrográficas para a classificação decimal. 1 – Norte, 2 – Douro, 3 – Tejo, 4 – Guadiana, 5 – Algarve, 6 – Sado e Mira, 7 – Mondego.	16
2.10	Classificação dos cursos de água segundo Horton-Strahler.	17
2.11	Curva hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.	18
2.12	Carta hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.	19
2.13	Perfil longitudinal do rio Leça	19
2.14	Retângulo equivalente da bacia do Mondego (Adaptado de Lencastre e Franco, 2003)	20
2.15	c) Curva hipsométrica do exercício 1	23
2.16	f) Perfil longitudinal do exercício 1	24
2.17	i) Retângulo equivalente do exercício 1	24
3.1	Processo convectivo da precipitação.	26
3.2	Processo orográfico da precipitação.	27
3.3	Processo frontal da precipitação.	27
3.4	Udómetro clássico.	28
3.5	Udógrafo de bóia e sifão.	29
3.6	Udógrafo de báscula.	29
3.7	Udograma do temporal de Novembro de 1967: estação de S. Julião do Tojal. (extraído de Lencastre, 2003).	30
3.8	Sistema de aquisição e disponibilização de dados do SVARH.	30
3.9	Rede udométrica nacional.	31
3.10	Diretivas para a localização de uma estação udométrica.	31
3.11	Padrões de precipitação obtidos através do radar de Loulé (http://www.meteo.pt).	32
3.12	Traçado dos polígonos de Thiessen.	33
3.13	Isoietas mensais.	34
3.14	Precipitação anual em Montemor-o-Novo (22H/01UG) no período de 1932/33 a 2006/07.	34
3.15	Distribuição da precipitação anual média em Portugal continental.	35

3.16 Médias móveis de 10 anos em três séries de precipitação anual. (a) As três séries são consistentes. (b) A série de Currais é não consistente.	37
3.17 Método das duplas acumulações. (a) Séries consistentes. (b) Séries não consistentes.	37
3.18 Função distribuição de probabilidade $N(0, 1)$	41
3.19 Áreas compreendidas pela curva normal reduzida (%).	41
3.20 Retas da distribuição normal e valores de uma série de precipitação traçadas em papel de probabilidade normal	42
3.21 Ajuste da distribuição normal para o exercício 1	49
3.22 Recordes de precipitação em função da duração (Brandão et al., 2001).	50
3.23 Curvas de possibilidade udométrica e curvas IDF.	51
4.1 Processo de escoamento.	57
4.2 Zonas no processo de escoamento.	58
4.3 Hidrograma com identificação das componentes do escoamento.	59
4.4 Levantamento do perfil de uma secção transversal de um curso de água, por sondagem (Lencastre e Franco, 2003).	62
4.5 Molinete de hélice e contador de rotações.	63
4.6 Acoustic Doppler Current Profile	63
4.7 Descarregador na estação hidrométrica da Amieira	64
4.8 Descarregadores de soleira delgada (a) e soleira espessa (b). (Lencastre e Franco, 2003).	64
4.9 Curva de vazão do rio Xarrama em Torrão do Alentejo (Fonte: www.snirh.pt).	65
4.10 a) Limnómetro, b) Limnógrafo, c) Sensor de nível.	66
4.11 Rede hidrométrica do Instituto da Água em Julho de 2009 (Fonte: www.snirh.pt).	67
5.1 Tina evaporimétrica de classe A e pormenor do poço amortecedor com respetivo parafuso micrométrico.	73
5.2 Atmómetros: a) Piche; b) Livingstone; c) Balança.	74
5.3 Comparação dos valores de ET_{Tina} vs E_{Piche} na estação climatológica Barragem do Divor (21J/03C).	74
5.4 Esquematização das variáveis intervenientes no balanço de massa de uma albufeira.	75
5.5 Representação esquemática de um lisímetro.	76
5.6 Microlisímetros.	76
5.7 Balanço de radiação.	80
5.8 Relação 1:1 entre a ET_{FAO} e ET_{H-S} (Shahidian et al., 2012).	82
6.1 Proporção tipo entre a fase sólida e os poros do solo, ocupados com fase líquida e gasosa.	87
6.2 Diagrama triangular da textura do solo. A classe textural é obtida através da interseção, no triângulo, das respetivas proporções de areia limo e argila (Gomes e Silva, 1962).	87
6.3 Exemplos de formas das unidades estruturais do solo.	88
6.4 Representação teórica com separação das 3 fases da matéria que ocorrem no solo.	89
6.5 Exemplo de determinação da humidade gravimétrica.	93
6.6 Altura de água contida numa coluna de solo de profundidade conhecida representando o volume de água por unidade de superfície.	94
6.7 Variação de armazenamento entre os tempos t_1 e t_2 e as profundidades z_1 e z_2	95
6.8 Cálculo do volume da água até à profundidade L , recorrendo à integração numérica do perfil hídrico amostrado.	95

6.9 Sonda de neutrões.	97
6.10 Medição da humidade volumétrica – sonda TDR.	97
6.11 Medição da humidade volumétrica – sonda capacitiva (FDR).	98
6.12 Tensiómetro.	99
6.13 Blocos de gesso e Watermarks e respetivos medidores.	100
6.14 Perfis de carga hidráulica (ou potencial) em solo saturado.	102
6.15 Perfis de carga hidráulica (ou potencial) em solo não saturado.	103
6.16 Representação esquemática da relação $h(\theta)$ no sistema solo-água. (Santos et al., 2017).	104
6.17 Curvas características de solos com diferentes texturas.	104
6.18 Colheita de amostras não perturbadas. (a) Exemplo de cilindros usados na colheita de amostras não perturbadas; (b) cilindros enterrados num horizonte/camada de solo; (c) processo de colheita das amostras de maior dimensão; e (d) amostra não perturbada (Ramos et al., 2016).	106
6.19 Métodos laboratoriais usados na determinação dos teores de água correspondentes à capacidade de campo e ao coeficiente de emurchecimento permanente. (a) amostras de solo não perturbadas sobre a placa de cerâmica usada para extrair a água das painéis de pressão (b).	106
6.20 Relações água, solo e planta.	108
6.21 Permeâmetro de carga constante.	110
6.22 Perfis de carga total – escoamento descendente, ascendente e redistribuição.	111
6.23 Distribuição da água no perfil do solo.	113
6.24 Variação da taxa de infiltração (a) e da infiltração acumulada (b) com o tempo, sob saturação à superfície (Hillel, 1980).	113
6.25 Variação da taxa de infiltração com o tempo, sob saturação à superfície, até infiltração constante numa situação de solo húmido e seco, à esquerda, e perante solos com diferentes texturas, à direita.	113
6.26 Equações de infiltração (infiltrabilidade) ajustadas aos dados obtidos em ensaio de campo.	115
6.27 Determinação da infiltração com a utilização de anéis concêntricos (infiltrómetro de duplo anel).	115
6.28 Esquema do infiltrómetro de sulco bloqueado com tambor de vácuo transversal ao sulco (Serralheiro, 1988).	116
6.29 Apresentação dos dados de medição da infiltração.	116
7.1 Variação do armazenamento de água no solo (A) com a perda potencial (L) acumulada.	125
7.2 Hidrograma simulado e observado em ano médio. A calibração passa pela redução do valor considerado para o parâmetro CU	126
7.3 Escoamentos mensais simulados pelo modelo de Thornthwaite-Mather escoamento observado para a bacia hidrográfica de Pavia.	128
8.1 Fatores determinantes do clima e das suas mudanças.	130
8.2 Os ciclos de Milankovitch.	131
8.3 Movimentos de precessão (a) e nutação (b) do eixo da Terra.	131
8.4 Variações cíclicas da atividade solar: A - Ciclo de Schwabe; B - Ciclo de manchas solares observadas durante 400 anos (Rohde, s/d) disponível em: https://bit.ly/383Duk1	132
8.5 Aquecimento/Arrefecimento da terra como resultado dos ciclos de Milankovitch e da atividade solar (https://bit.ly/2WSgG0o).	133

8.6	Balço entre a radiao solar recebida e a radiao 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).	136
8.7	(a) O "Cinturão Termohalino Mundial" (Bureau of Meteorology, 2003) e (b) a Corrente Norte-Atlântica (Defra, 2005).	136
8.8	Índice de Oscilação Sul e ocorrências de "El Niño" e "La Niña" (Hoffmann, 2010). 137	
8.9	Modelo simplificado da circulação atmosférica, indicando as três células convectivas, as zonas de baixas e altas pressões e os ventos predominantes à superfície.	137
8.10	Circulação da atmosfera idealizada (a) e "real"(b).	138
8.11	Principais correntes marítimas quentes (vermelho) e frias (azul).	139
8.12	Efeito da continentalidade sobre as temperaturas médias mensais de 4 localidades: Madrid, Lisboa, Évora e Angra do Heroísmo.	139
8.13	Evolução dos gases com efeito de estufa mais importantes desde o início do milénio (IPCC, 2007).	141
8.14	Forçantes radiativas do sistema climático entre 1750 e 2005 (Forster et al., 2007). 142	
8.15	Massa de vapor de água em ar saturado (g m^{-3}) em função da temperatura do ar. 148	
8.16	Isóbaras: (a) centro de altas pressões; (b) centro de baixas pressões.	148
8.17	Distribuição geográfica dos climas (Classificação climática de KÖPPEN).	155
8.18	A distribuição das zonas climáticas de Köppen num modelo de continente único, juntando as zonas de cada latitude (De Blij e Muller, 1996).	156

Lista de Tabelas

1.1	Balço hidrológico para os vários continentes, expresso em alturas anuais médias (Hipólito e Vaz, 2011).	3
1.2	Balço hidrológico para as várias regiões de Portugal continental, expresso em alturas anuais médias (Hipólito e Vaz, 2011).	3
1.3	Tempos de residência para várias reservas hídricas (Hipólito e Vaz, 2011).	5
1.4	Valores anuais médios dos recursos hídricos renováveis (Hipólito e Vaz, 2011).	6
1.5	Distribuição do escoamento anual médio por regiões hidrográficas em Portugal (Hipólito e Vaz, 2011).	6
1.6	Captação de água em várias regiões (Hipólito e Vaz, 2011).	7
1.7	Consumos de água nas várias regiões hidrográficas de Portugal (Hipólito e Vaz, 2011).	7
3.1	Algumas distribuições de probabilidade utilizadas em Hidrologia	39
3.2	Áreas referentes à curva normal reduzida, $F(z)$	40
3.3	Recordes mundiais de precipitação em função da duração.	50
5.1	Características das tinas evaporimétricas.	73
5.2	Valores da insolação astronómica expressa em unidades de 12 horas.	78
5.3	Radiação extraterrestre.	79
5.4	K_c para a fase média de desenvolvimento para algumas culturas (Hipólito e Vaz, 2011).	83

6.1	Exemplo de valores da superfície específica de partículas do solo. Os valores calculados assumem a aproximação das partículas do solo a esferas.	87
6.2	Massa volúmica (ρ) de alguns constituintes do solo.	89
6.3	Exemplos de valores da massa volúmica real, massa volúmica aparente e porosidade para alguns horizontes ou camadas do solo.	91
6.4	Classificação de poros adotada pela SSSA (2008).	91
6.5	Sonda de neutrões: Principais vantagens e desvantagens	97
6.6	Sonda TDR: Principais vantagens e desvantagens	98
6.7	Sonda FDR: Principais vantagens e desvantagens	99
6.8	Tensiómetro: Principais vantagens e desvantagens	100
6.9	Watermarks: Principais vantagens e desvantagens.	101
6.10	Valores médios, máximos e mínimos do teor de água do solo correspondente ao coeficiente de emurchecimento permanente, por classe textural (Ramos et al., 2016).	105
6.11	Valores médios, máximos e mínimos do teor de água do solo correspondente à capacidade de campo, por classe textural (Ramos et al., 2016).	105
6.12	Valores indicativos do teor de humidade à saturação (Sat.), capacidade de campo (Cc), coeficiente de emurchecimento (Ce) e capacidade unitária de retenção (cu).	107
6.13	Valores da fração p para várias culturas.	108
6.14	Valores da condutividade saturada.	109
6.15	Taxas de infiltração final para vários tipos de solo.	113
6.16	Apresentação dos dados de medição da infiltração.	117
7.1	Exemplo de Balanço Hidrológico de T-M para o ano médio numa BH da zona de Évora.	126
7.2	Exemplo de calibração do modelo T-M. Parâmetros do modelo otimizados através da ferramenta Solver (MsExcel).	127
8.1	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).	134
8.2	Composição média da atmosfera da Terra até cerca de 100 km (Fonte: Peixoto, 1987).	135
8.3	Escala de Beaufort.	150
8.4	Sub-subtipos da classificação do clima de Köppen.	155
8.5	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.	158
8.6	Guião para a classificação rápida dos tipos e subtipos climáticos segundo Köppen [T_{ann} - Temperatura média anual ($^{\circ}\text{C}$); T_{min} - Temperatura média mensal do mês mais frio ($^{\circ}\text{C}$); T_{max} - Temperatura média mensal do mês quente ($^{\circ}\text{C}$); P_{ann} - Precipitação total anual (mm); P_{min} - Precipitação do mês mais seco (mm); P_{mx} - Precipitação do mês mais húmido (mm); P_s - Precipitação na estação mais quente; P_w - Precipitação na estação mais fria.]	159
8.7	Valores normais (mensais e anuais) de temperatura (T , em $^{\circ}\text{C}$) e de precipitação (P , em mm) referentes a diferentes locais do globo.	159

Ciclo hidrológico. Água na Terra

1

1.1 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).

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. Este, 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.

1.1	Conceitos gerais	1
1.2	Balço hidrológico. Equação clássica da hidrologia	2
1.3	Distribuição de água na terra	4
1.4	Utilização da água	7
1.5	Exercícios de aplicação	8



Figura 1.1: Ciclo hidrológico.

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

1.2 Balanço hidrológico. 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 por unidade de tempo, 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,

$$P - (R_{Sup} + R_{Sub} + E + T) = \Delta S_{Sup} + \Delta S_{Sol} + \Delta S_{Sub} \quad (1.2)$$

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), E e T são, respetivamente, a evaporação e a transpiração (que representam 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 agruparmos alguns termos,

$$P - (R + ET) = \Delta S \quad (1.3)$$

onde, R representa o escoamento na bacia, ET representa a evapotranspiração na bacia e ΔS representa a variação do armazenamento de água na bacia.

Se considerarmos um intervalo de tempo suficientemente longo para que as variações nos armazenamentos (termo direito da equação) possam ser consideradas nulas, podemos escrever,

$$P - R - ET = 0 \quad (1.4)$$

ou,

$$P - R = ET \quad (1.5)$$

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.

Nas Tabela 1.1 apresentam-se os balanços hidrológicos médios anuais para os vários continentes, e para Portugal. Nesta tabela, podemos ver que Portugal se situa claramente acima da média da Europa em termos de precipitação e de escoamento total (Hipólito e Vaz, 2011). Na tabela, os valores de escoamento de Portugal 385 (867) referem-se, respetivamente, aos valores de escoamento gerados no país e aos escoamentos gerados no país mais os escoamentos provenientes de Espanha, através das cursos de água comuns.

Região	Área (10 ⁶ km ²)	Precipitação (mm/a)	Evaporação (mm/a)	Escoamento (mm/a)
África	30,3	686	552	134
América do Norte	20,8	669	289	380
América do Sul	17,8	1 649	973	676
Ásia	45,0	726	426	300
Europa	9,8	731	435	296
Oceânia	8,7	736	460	277
Antártida	16,3	165	0	163
Portugal	0,0892	962	577	385(867)

Tabela 1.1: Balanço hidrológico para os vários continentes, expresso em alturas anuais médias (Hipólito e Vaz, 2011).

Considerando as cinco administrações de regiões hidrográficas de Portugal continental, criadas pela Lei da Água (Lei 58/2005), apresentadas na Figura 1.2, verifica-se que existem diferenças significativas entres estas regiões, conforme se pode ver na Tabela 1.2. A precipitação anual média nas regiões do Norte e do Centro é mais do dobro da que se verifica na região do Alentejo e a altura de escoamento nas duas regiões mais a norte do país é duas a três vezes superior à que se regista nas restantes três regiões mais a sul (Hipólito e Vaz, 2011).

Região	Área (km ²)	Precipitação (mm/a)	Evaporação (mm/a)	Escoamento (mm/a)
Norte	24 630	1 233	586	647
Centro	14 000	1 185	672	513
Tejo	25 160	884	632	252
Alentejo	21 660	593	429	164
Algarve	3 840	840	633	207
Total	89 290	962	577	385

Tabela 1.2: Balanço hidrológico para as várias regiões de Portugal continental, expresso em alturas anuais médias (Hipólito e Vaz, 2011).

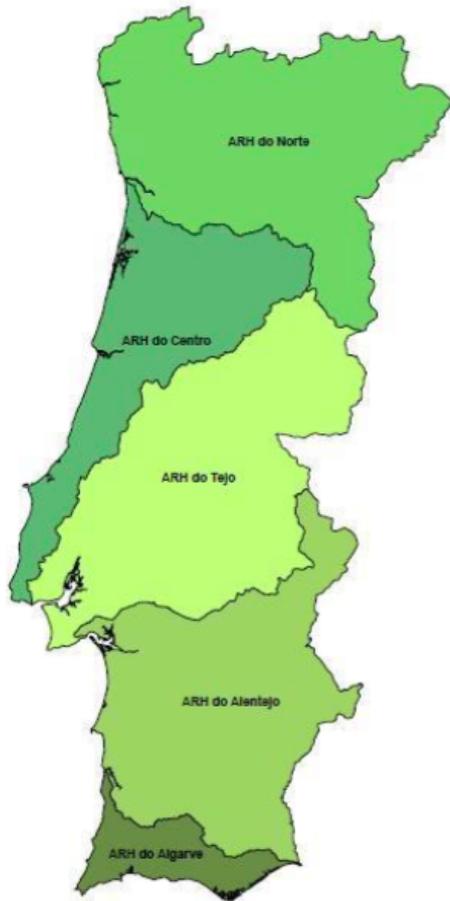


Figura 1.2: Administrações de Regiões Hidrográficas (ARH) de Portugal continental.

1.3 Distribuição de 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 km^3 . Aproximadamente 15% desta água está quimicamente ligada à crosta terrestre sendo a quantidade de água livre cerca de 1386 milhões km^3 ($1386 \times 10^{15} \text{ m}^3$) (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 1.3 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).

O tempo de residência representa o tempo médio que uma gota de água permanece numa certa reserva de água antes de passar para uma outra reserva e obtém-se dividindo o volume da reserva pelo correspondente fluxo médio de renovação. Na Tabela 1.3 apresentam-se os valores do

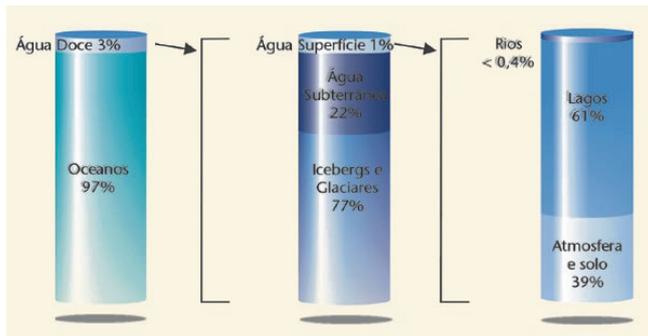


Figura 1.3: Distribuição de água na Terra.

tempo de residência para várias reservas hídricas (Hipólito e Vaz, 2011).

	Volume (10^3 km^3)	Tempo de residência
Oceanos e mares	1 338 000	2 500 a
Lagos e pântanos	187,9	17 a
Rios	2,1	16 d
Humidade do solo	16,5	1 a
Água subterrânea	23 400	1 400 a
Gelo e neve (permafrost)	340,6	10 000 a
Calotes polares	24 023,5	9 700 a
Água na atmosfera	12,9	8 d

Tabela 1.3: Tempos de residência para várias reservas hídricas (Hipólito e Vaz, 2011).

O tempo de residência tem bastante importância no âmbito da poluição dos recursos hídricos. Por exemplo, um rio que sofra descargas de efluentes poluídos poderá autodepurar-se em relativamente pouco tempo, quando as fontes poluentes deixam de existir. Já no caso de um grande lago, a sua limpeza será um processo de muitos anos, ao passo que a contaminação de um aquífero pode impedir a sua utilização durante muitas gerações (Hipólito e Vaz, 2011).

Na tabela Tabela 1.4 apresentam-se os valores anuais médios dos recursos renováveis dos diversos continentes e na Figura 1.4 apresentam-se os escoamentos anuais médios dos continentes, onde se pode ver que a América do Sul é o continente com maior abundância de água e África o continente com menor quantidade de água (Hipólito e Vaz, 2011).

Em termos de escoamento anual médio, Portugal apresenta um valor superior à média da Europa, quando se considera apenas o escoamento gerado no país e um valor ainda maior quando se considera também o escoamento proveniente de Espanha (Figura 1.5) (Hipólito e Vaz, 2011).

Na Tabela 1.5 apresenta-se a distribuição do escoamento anual médio por regiões hidrográficas em Portugal, onde se pode verificar que a região com menos água é a região do Algarve. As regiões do Alentejo e Tejo também sofrem escassez de água mas tal é compensado pelos escoamentos provenientes de Espanha (Hipólito e Vaz).

Continentes	Área (10 ⁶ km ²)	Recursos hídricos renováveis (km ³ /a)
África	30,1	4 050
América do Norte	24,3	7 890
América do Sul	17,9	12 030
Ásia	43,5	13 510
Europa	10,5	2 900
Oceânia	8,9	2 405
Total	135,2	42 785

Tabela 1.4: Valores anuais médios dos recursos hídricos renováveis (Hipólito e Vaz, 2011).

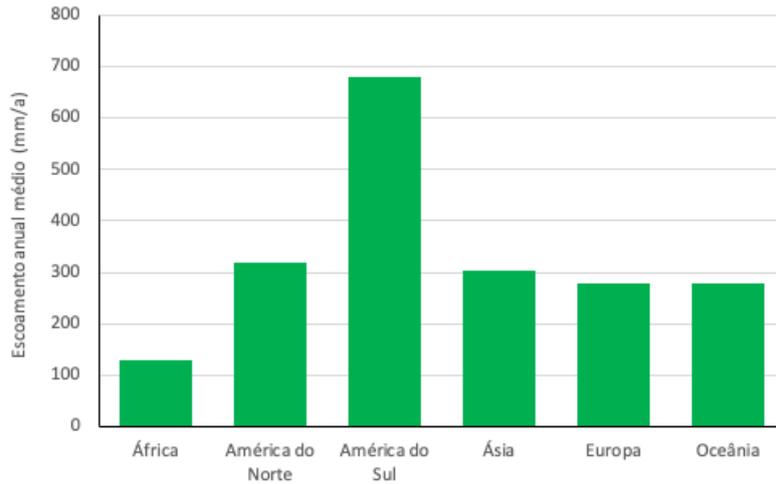


Figura 1.4: Escoamentos anuais médios expressos em altura de água (Hipólito e Vaz, 2011).

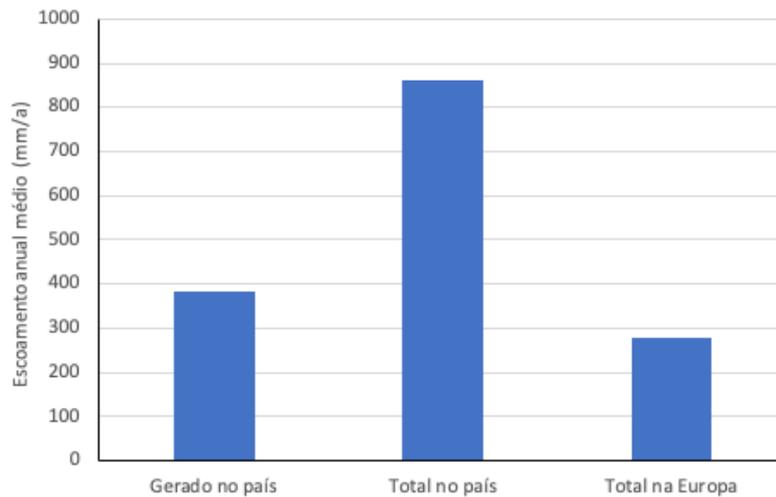


Figura 1.5: Escoamentos anuais médios, expressos em altura de água, em Portugal comparados com os valores da Europa (Hipólito e Vaz, 2011).

Região	Área (km ²)	Escoamento gerado no país (km ³ /a)	Escoamento proveniente de Espanha (km ³ /a)
Norte	24 630	15,9	26,6
Centro	14 000	7,2	0
Tejo	25 160	6,3	10,9
Alentejo	21 660	3,6	5,5
Algarve	3 840	0,8	0
Total	89 290	33,8	43,0

Tabela 1.5: Distribuição do escoamento anual médio por regiões hidrográficas em Portugal (Hipólito e Vaz, 2011).

1.4 Utilização da água

Usualmente, consideram-se quatro tipos de utilização da água (Hipólito e Vaz, 2011):

- ▶ Utilização para fins que são indispensáveis à vida, à saúde e bem-estar das pessoas, como beber, cozinhar, higiene pessoal e outros consumos domésticos;
- ▶ Utilização de consumo público, como: escolas, hospitais, comércio e serviços, bombeiros, jardins, lavagem de ruas e outros serviços urbanos;
- ▶ Utilização para fins económicos, isto é, água que é utilizada como fator no processo produtivo, como: agricultura, produção industrial, produção de energia, pesca, recreio, turismo e navegação fluvial;
- ▶ Utilização ligadas à conservação ambiental.

Na Tabela 1.6 apresentam-se os valores de captação de água estimados para o período entre 1980 e 2000. O consumo doméstico inclui também os usos municipais, públicos e comerciais. O consumo industrial engloba água utilizada para arrefecimento em centrais térmicas. O consumo de irrigação inclui ainda o consumo para pecuária (Hipólito e Vaz, 2011).

Continentes	Captação (km ³)			
	Doméstico	Industrial	Irrigação	Total
África	22	9	183	214
América do Norte	89	257	276	622
América do Sul	28	21	116	164
Ásia	169	249	1 876	2 294
Europa	63	203	126	392
Oceânia	5	3	19	26
Total	375	741	2 596	3 712

Tabela 1.6: Captação de água em várias regiões (Hipólito e Vaz, 2011).

A Ásia é o continente com o mais elevado valor de captações de água, fundamentalmente para irrigação, enquanto que os valores que se registam para África, América do Sul e Oceânia são relativamente baixos.

No que respeita a Portugal continental a Tabela 1.7 apresenta os dados de consumo apresentados no Plano Nacional da Água (Hipólito e Vaz, 2011).

Região	Doméstico (hm ³)	Industrial (hm ³)	Irrigação (hm ³)	Energia (hm ³)	Turismo (hm ³)	Total (hm ³)
Norte	157	72	2 126	88	1	2 444
Centro	123	104	1 188		2	1 417
Tejo	221	146	1 992	477	3	2 839
Alentejo	40	61	938	672	2	1 713
Algarve	22	2	307		10	341
Total	562	385	6 551	1 237	18	8 754

Tabela 1.7: Consumos de água nas várias regiões hidrográficas de Portugal (Hipólito e Vaz, 2011).

Em termos de consumo total, o valor de quase 9 km³ é cerca de 25% do escoamento anual médio gerado no país (Tabela 1.5). O consumo por unidade de área apresenta-se equilibrado na distribuição por regiões, o que atendendo à disparidade geográfica da disponibilidade de recursos hídricos referidas na Tabela 1.5, cria uma enorme pressão sobre a água, sobretudo na região do Algarve, onde o consumo se situa à volta de 50 por cento do escoamento anual médio (Hipólito e Vaz, 2011).

1.5 Exercícios de aplicação

Exercício 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.

Exercício 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).

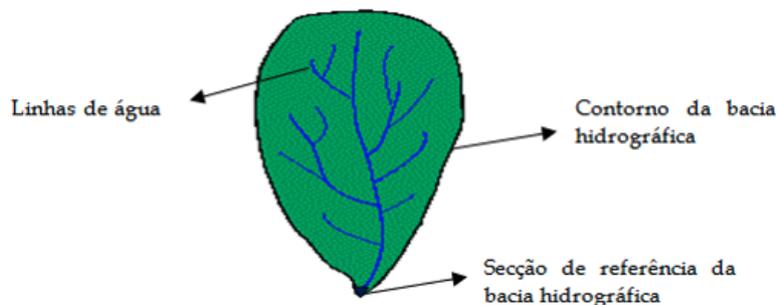
Soluções:

Exercício 1: $ET = 370$ mm

Exercício 2: $R = 86,2$ mm

2.1 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 respectivo rio.



2.1	Conceitos gerais	9
2.2	Delimitação de uma bacia hidrográfica	10
2.3	Bacias hidrográficas em Portugal continental	11
2.4	Caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica	12
	Características geométricas	12
	Características do sistema de drenagem	15
	Características de relevo	17
	Tempo de concentração	21
	Geologia, solos e coberto vegetal	22
2.5	Exercícios de aplicação	22

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:

Topográfica ou superficial Segue pelas linhas de fecho em torno da bacia, atravessando o curso de água somente na secção de referência e 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).

Freática ou subterrânea 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 do nível de água subterrâneo ao longo do ano e depende da estrutura geológica do terreno, o que na prática torna difícil a sua exacta 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 cársicas, no entanto em bacias de grandes dimensões a sua importância é usualmente reduzida.

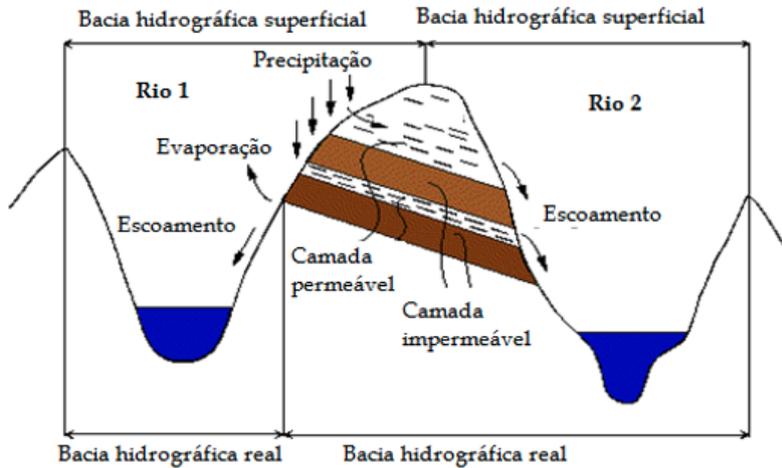


Figura 2.2: Corte transversal de duas bacias adjacentes onde se verifica a não coincidência das linhas de separação de águas superficial e subterrânea.

2.2 Delimitação de uma bacia hidrográfica

Para a delimitação ou traçado da bacia hidrográfica, de um determinado curso de água, 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.

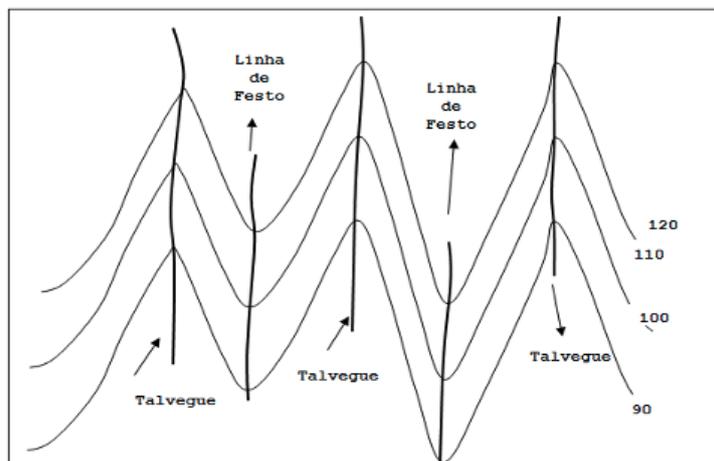


Figura 2.3: Linhas de festo e talvegues numa carta com curvas de nível.

2.3 Bacias hidrográficas em Portugal continental

Na Figura 2.4 apresentam-se as principais bacias hidrográficas de Portugal continental. As bacias do Minho, Lima, Douro, Tejo e Guadiana são bacias partilhadas com Espanha, mas na figura apenas se apresentam as áreas situadas em Portugal.

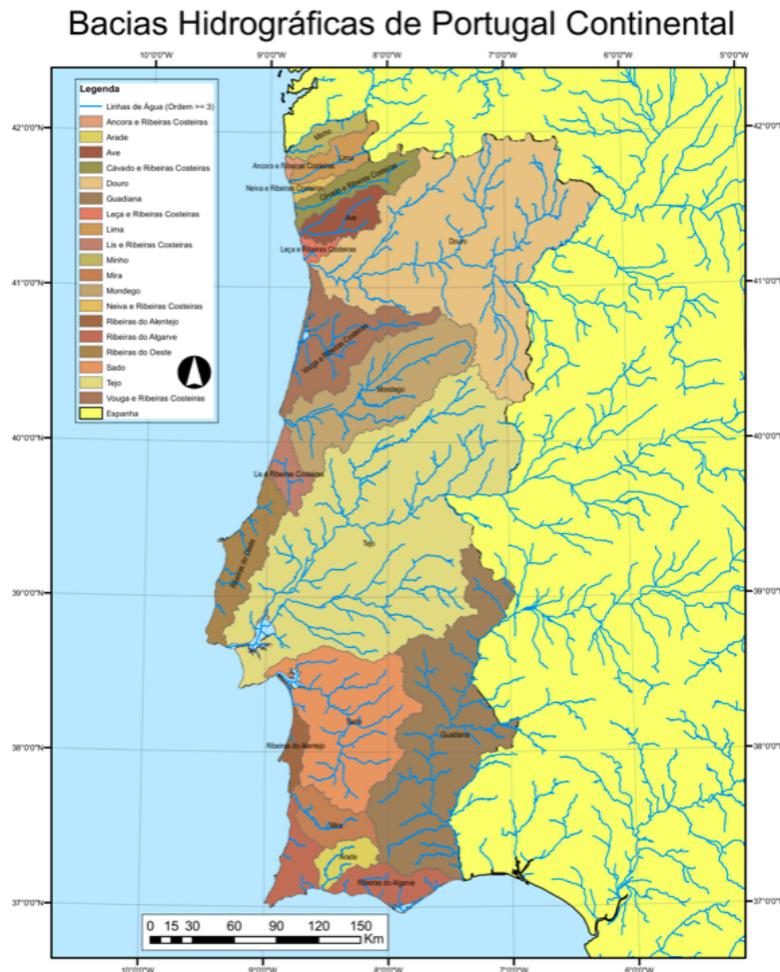


Figura 2.4: Principais bacias hidrográficas de Portugal continental.

Estas bacias distribuem-se pelas regiões hidrográficas, criadas pela Lei da Água (Lei 58/2005) apresentadas na Figura 2.5 que são geridas pelas cinco Administrações de Região Hidrográfica (ARH) já referidas no Capítulo 1 (Figura 1.2).



Figura 2.5: Regiões hidrográficas de Portugal continental.

2.4 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.

Características geométricas

Na caracterização geométrica da bacia, podemos distinguir a área de drenagem, o perímetro, e a forma da bacia, sendo esta última caracterizada com base no índice de compacidade e no fator de forma.

Área de drenagem

É a área, em projeção horizontal, limitada pela linha de contorno (Figura 2.6). É determinada por planimetria ou recorrendo a Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e, usualmente exprime-se em km^2 ou hectares.

Perímetro

É o perímetro da projeção horizontal da superfície da bacia hidrográfica (Figura 2.6). Tal como a área, o perímetro pode ser determinado por planimetria ou recorrendo a Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e, usualmente exprime-se em km.

A área e o perímetro de uma bacia constituem os elementos básicos para o cálculo das restantes características fisiográficas.

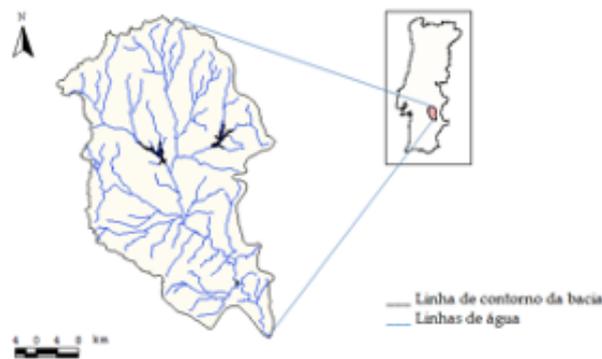


Figura 2.6: Bacia hidrográfica do rio Degebe.

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 e que a seguir se descrevem.

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,

$$K_c = \frac{0,282P}{\sqrt{A}} \quad (2.2)$$

notando que, a área e o perímetro de um círculo são dados por, $A = \pi r^2$ e $P = 2\pi r$, respetivamente.

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),

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

O comprimento da bacia é definido pelo comprimento do seu curso de água mais longo, e a largura média é definida como a largura dum retângulo com o mesmo comprimento e área que a bacia. Assim, a Equação 2.3 pode ser transformada em,

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

notando que, a largura média da bacia é dada por, $l_m = A/L$.

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.

Na Figura 2.7 apresentam-se quatro esquemas de bacias com os respetivos coeficientes de compactidade e fatores de forma.

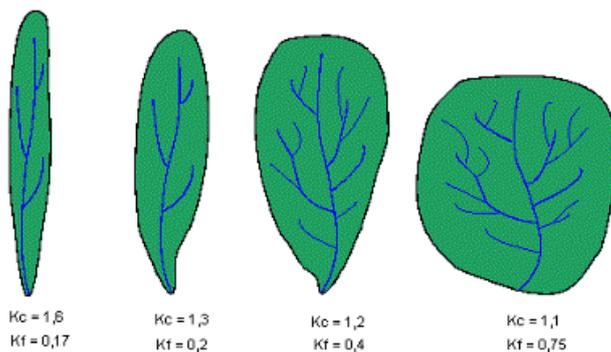


Figura 2.7: Coeficientes de compactidade e fatores de forma para várias formas de bacias.

Características do sistema de drenagem

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: 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 2.6a);
- ▶ 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 2.6b);
- ▶ Efémeros: 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 2.6c).

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.

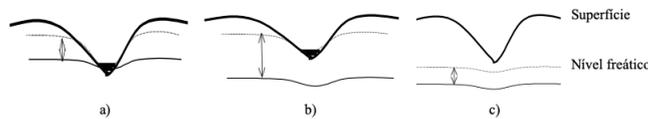


Figura 2.8: Classificação dos cursos de água quanto à constância do escoamento. (a) curso de água perene, (b) curso de água intermitente, (c) curso de água efémero

Classificação dos cursos de água

Classificação decimal Elaborada pela extinta Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos (DGRAH, 1981) 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 2.9) 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.

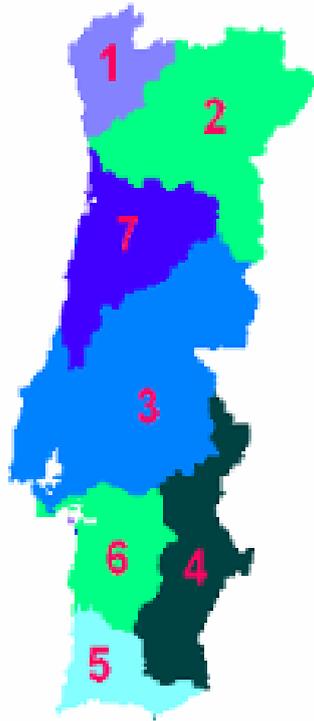


Figura 2.9: Regiões Hidrográficas para a classificação decimal. 1 – Norte, 2 – Douro, 3 – Tejo, 4 – Guadiana, 5 – Algarve, 6 – Sado e Mira, 7 – Mondego.

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 localiza-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).

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 2.10).

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

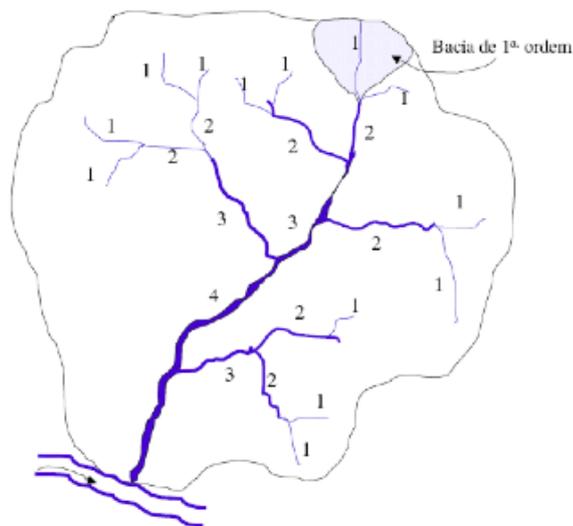


Figura 2.10: Classificação dos cursos de água segundo Horton-Strahler.

Densidade de drenagem

Segundo Horton (1945), a densidade da drenagem, D_r (km km^{-2}), 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,

$$D_r = \frac{L_t}{A} \quad (2.5)$$

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 $0,3 \text{ km km}^{-2}$ para cartas de escala 1: 1000000.

Características de 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.

Altitude média

A altitude média, \bar{Z} (m), 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,

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

onde, \bar{Z}_i e A_i são, respetivamente, 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.

Altura média

A altura média, \bar{H} (m), 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,

$$\bar{H} = \bar{Z} - Z_{min} \quad (2.7)$$

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 2.11).

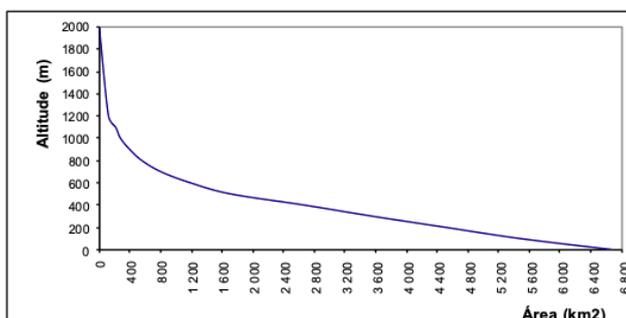


Figura 2.11: Curva hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.

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 2.12 apresenta-se a carta hipsométrica da bacia do Mondego obtida a partir da respetiva carta topográfica.

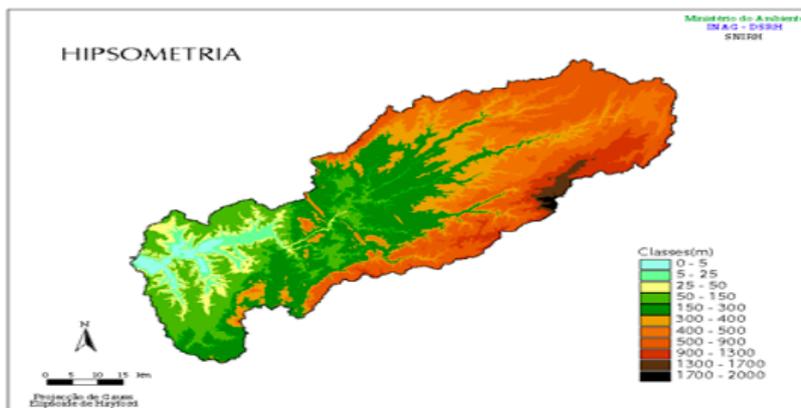


Figura 2.12: Carta hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.

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 2.13 apresenta-se o perfil longitudinal do rio Leça.

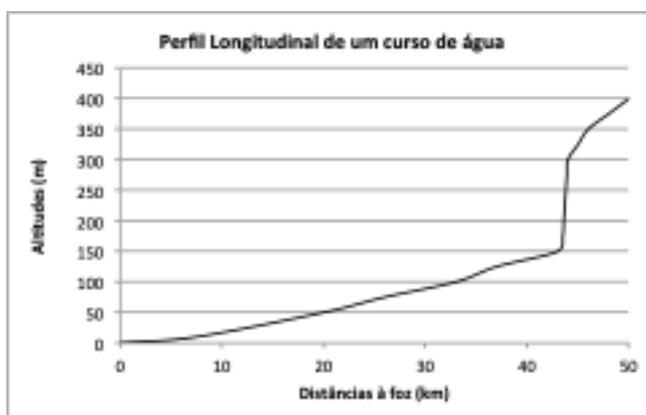


Figura 2.13: Perfil longitudinal do rio Leça

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,

$$D_m = \frac{\Delta Z}{1000 \times L} \quad (2.8)$$

onde $\Delta Z = Z_{nas} - Z_{min}$ representa a diferença de altitudes (m) entre a nascente e secção de referência e L é o comprimento (km) do curso de água.

Rectângulo 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 L_e (km) e largura l_e (km) com perímetro P (km), área A (km²), e repartição hipsométrica iguais aos da bacia, tal que:

$$\begin{cases} P=2(L_e \times l_e) \\ A= (L_e \times l_e) \end{cases} \quad (2.9)$$

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

$$L_e = \frac{P + \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad (2.10)$$

$$l_e = \frac{P - \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad (2.11)$$

Na Figura 2.14 apresenta-se o retângulo equivalente da bacia do Mondego.

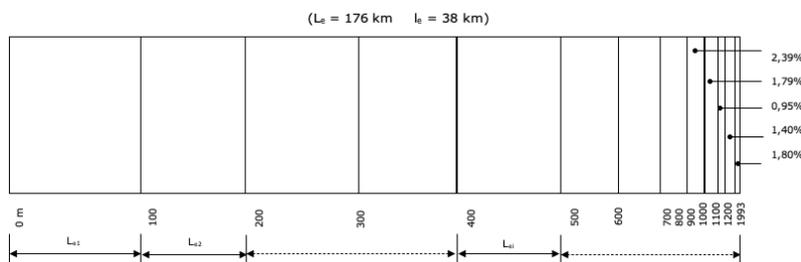


Figura 2.14: Retângulo equivalente da bacia do Mondego (Adaptado de Lencastre e Franco, 2003)

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_{e_i}) que separa as retas de cota Z_{i-1} e Z_i . Sabendo a área (A_i) limitada pelas duas retas, vem que, $A_i = L_{e_i} \times l_e \Leftrightarrow L_{e_i} = A_i/l_e$.

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.

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,

$$I_d = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left[(Z_i - Z_{i-1}) \times \frac{A_i}{A} \right]}{1000 \times L_e}} \quad (2.12)$$

onde, $(Z_i - Z_{i-1})$ representa a diferença de cotas (m) entre duas curvas de nível consecutivas, A_i é a área (km^2) 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.

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 frequentemente se utilizam em Portugal e que se apresentam seguidamente.

Giandotti - 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.

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1,5L}{0,8\sqrt{H}} \quad (2.13)$$

onde, T_c é o tempo de concentração (h), A é a área da bacia (km^2), L é o comprimento da bacia (km), e \bar{H} é a altura média da bacia (m).

Temez - Deduzida utilizando dados de bacias naturais de Espanha com áreas até 3000 km².

$$T_c = 0,3 \left(\frac{L}{D_m^{0,25}} \right)^{0,76} \quad (2.14)$$

onde, T_c é o tempo de concentração (h), L é o comprimento da bacia (km), e D_m é o declive médio do curso de água principal (m m⁻¹).

Kirpich - Deduzida utilizando dados de 7 bacias rurais do Tennessee (EUA) com áreas entre 0,005 – 0,453 km² e com declives médios entre 3 – 10%.

$$T_c = 0,0663 \frac{L^{0,77}}{D_m^{0,385}} \quad (2.15)$$

onde, T_c é o tempo de concentração (h), L é o comprimento da bacia (km), e D_m é o declive médio do curso de água principal (m m⁻¹).

Ven Te Chow - Deduzida utilizando dados de 20 bacias rurais dos Estados Unidos da América com áreas entre 0,01 – 18,5 km² e com declives médios entre 0,5 – 9%.

$$T_c = 0,1602 \frac{L^{0,64}}{D_m^{0,32}} \quad (2.16)$$

onde, T_c é o tempo de concentração (h), L é o comprimento da bacia (km), e D_m é o declive médio do curso de água principal (m m⁻¹).

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.

2.5 Exercícios de aplicação

Exercício 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	0,0
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;
- Declive médio do rio;
- Índice de declive;
- Perfil longitudinal do curso de água;
- Densidade de drenagem;
- Tempo de concentração da bacia;
- Retângulo equivalente.

Soluções:

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

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

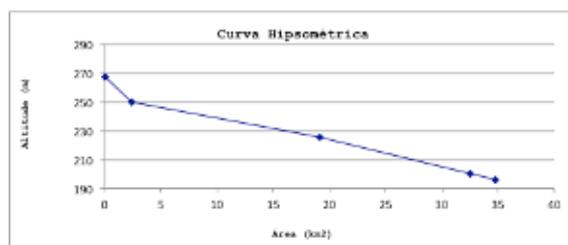


Figura 2.15: c) Curva hipsométrica do exercício 1

d) $D_m = 0,0044$ ou $D_m = 0,44\%$

e) $I_d = 0,042$

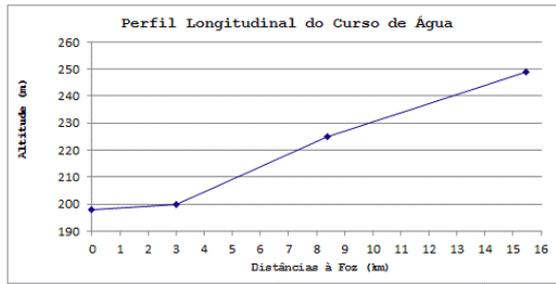


Figura 2.16: f) Perfil longitudinal do exercício 1

g) $D_r = 3,79 \text{ km km}^{-2}$

h) $T_c^{Giandotti} = 9,68 \text{ h}$; $T_c^{Kirpich} = 3,83 \text{ h}$; $T_c^{Temez} = 5,87 \text{ h}$; $T_c^{VenTeChow} = 4,67 \text{ h}$; $T_c \text{ da bacia} = 6,01 \text{ h}$

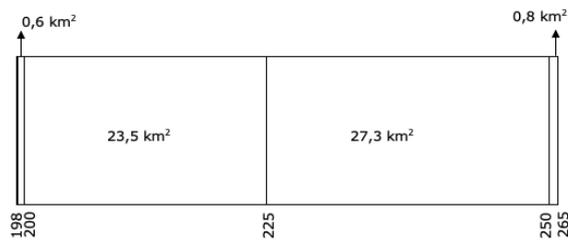


Figura 2.17: i) Retângulo equivalente do exercício 1

3.1 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.

Quando se fala em precipitação, podemos referir a quantidade de precipitação numa dada região, que é fundamental para a determinação, entre outros, das necessidades de rega de culturas, ou do abastecimento doméstico e industrial. Podemos também referir a intensidade da precipitação, quantidade de água precipitada numa dada região por unidade de tempo e que 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 50 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.

3.1 Generalidades	25
3.2 Classificação das precipitações	26
Precipitações convectivas . . .	26
Precipitações orográficas . . .	26
Precipitações ciclónicas ou frontais	27
3.3 Medição da precipitação . . .	27
Aparelhos de medição da precipitação	28
Rede udométrica	29
3.4 Precipitação em área	32
Método dos polígonos de Thiessen	33
Método das isoietas	34
3.5 Distribuição temporal da precipitação	34
3.6 Distribuição espacial da precipitação	35
3.7 Análise das séries de precipitação anual	35
Qualidade dos registos de precipitação	36
Análise estatística	38
Exercício resolvido	44
3.8 Precipitações intensas	49
Curvas de possibilidade udométrica e curvas IDF	51
3.9 Exercícios de aplicação	52

3.2 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).

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 3.1).

As chuvadas convectivas são características das regiões tropicais embora também possam ocorrer na estação seca das regiões temperadas. São geralmente chuvas de grande intensidade e reduzida duração, muito localizadas e normalmente acompanhadas de trovoadas. A sua ocorrência pode levar a inundações localizadas nas bacias hidrográficas de menor dimensão.

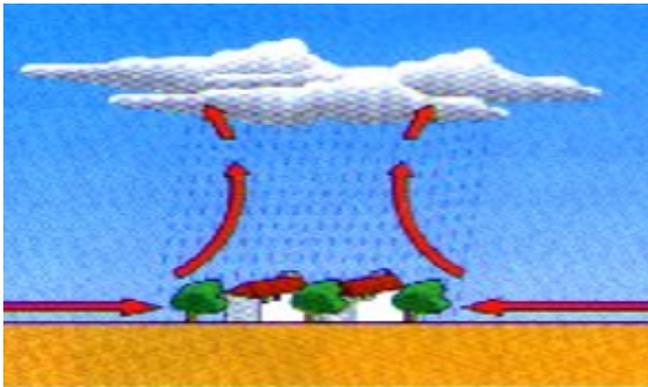


Figura 3.1: Processo convectivo da precipitação.

Precipitações 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 3.2).

As encostas orientadas a barlavento (voltadas ao vento) registam 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 semi-áridas – 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 e média duração.

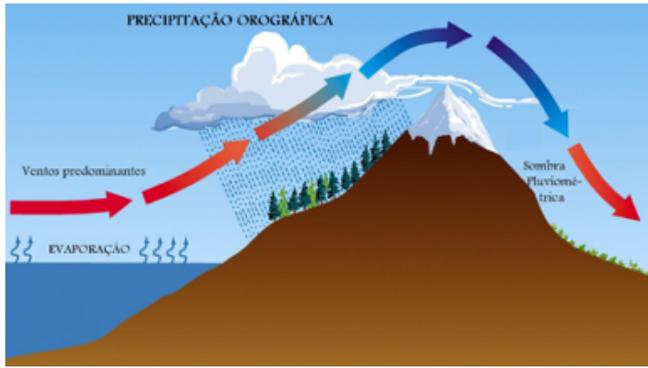


Figura 3.2: Processo orográfico da precipitação.

Precipitações ciclônicas ou frontais

As precipitações frontais resultam das superfícies de contacto (frentes) entre massas de ar de temperatura e humidade diferentes. Ocorrem quando uma massa de ar quente e húmida encontra uma massa de ar frio o que origina uma ascensão rápida do ar quente que arrefece e origina precipitação (Figura 3.3).

São precipitações de média intensidade mas de grande duração, podendo afetar grandes áreas. A sua grande duração pode conduzir, muitas vezes, à formação de cheias em grandes bacias.

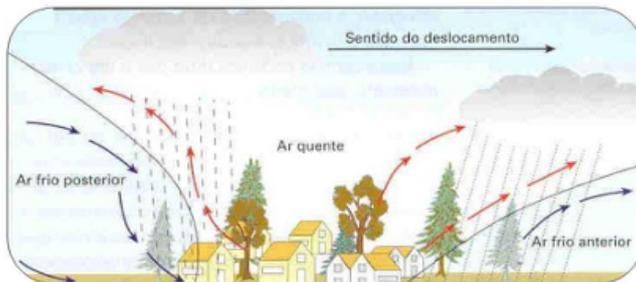


Figura 3.3: Processo frontal da precipitação.

3.3 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. Quando se divide o total precipitado pelo tempo de duração daquele evento, obtemos a intensidade da respetiva chuvada.

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

A intensidade média de precipitação, \bar{i} , ou i_m , é normalmente expressa em milímetros por hora (mm h^{-1}) tal que:

$$\bar{i} = \frac{\Delta P}{\Delta t} = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3.1)$$

com ΔP (ou Δh) 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 chuva, podemos definir uma intensidade instantânea de precipitação, i :

$$i = \frac{\delta P}{\delta t} \quad (3.2)$$

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. Estes aparelhos possibilitam a medição discreta da precipitação.

Os udómetros “clássicos” (Figura 3.4) são normalmente constituídos por:

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

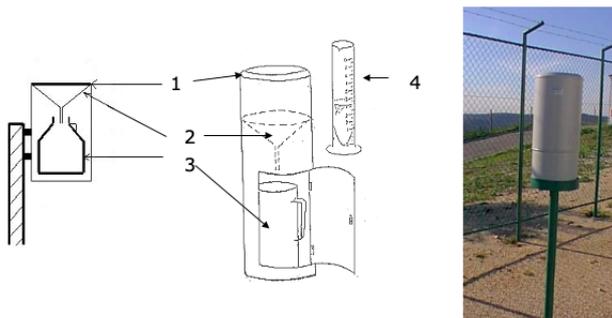


Figura 3.4: Udómetro clássico.

As medições de rotina num udómetro são realizadas diariamente às 9:00 horas UTC. 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, aparato). Os mais comuns são os de bóia e sifão e os basculantes cujo princípio de funcionamento está ilustrado nas Figura 3.5 e 3.6.

O registo gráfico de um udómetro toma o nome de udograma. Na Figura 3.7 apresenta-se o registo gráfico de um udógrafo de bóia 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 nas bacias dos rios 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.

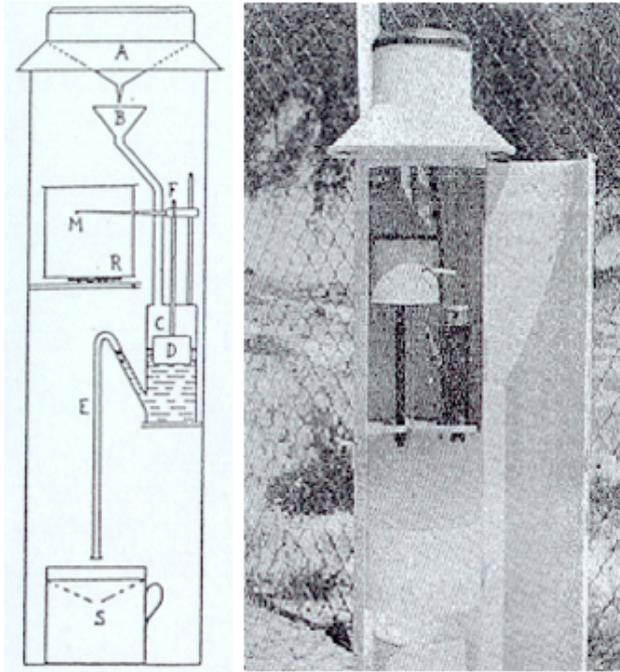


Figura 3.5: Udógrafo de bóia e sifão.

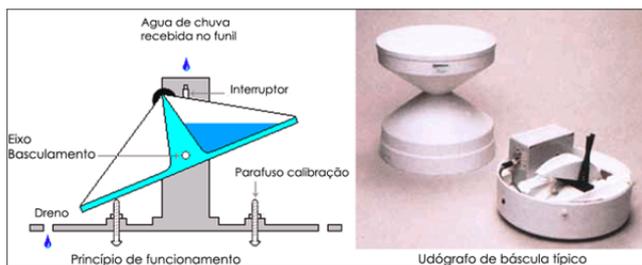


Figura 3.6: Udógrafo de báscula.

Atualmente, com a utilização 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 3.8 mostra, a título de exemplo, o circuito de aquisição de dados do Sistema de Vigilância e Alerta de Recursos Hídricos (SVARH) em funcionamento na Agência Portuguesa do Ambiente (APA) o qual, usa as redes GSM para a transmissão dos dados de precipitação.

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

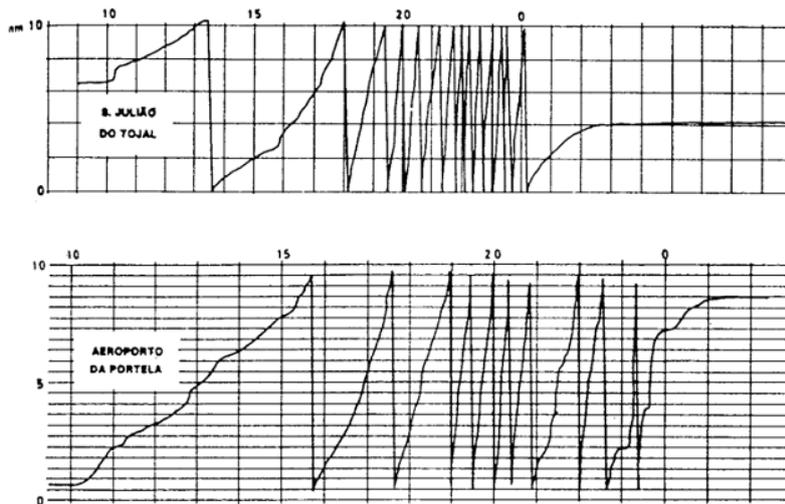


Figura 3.7: Udograma do temporal de Novembro de 1967: estação de S. Julião do Tojal. (extraído de Lencastre, 2003).

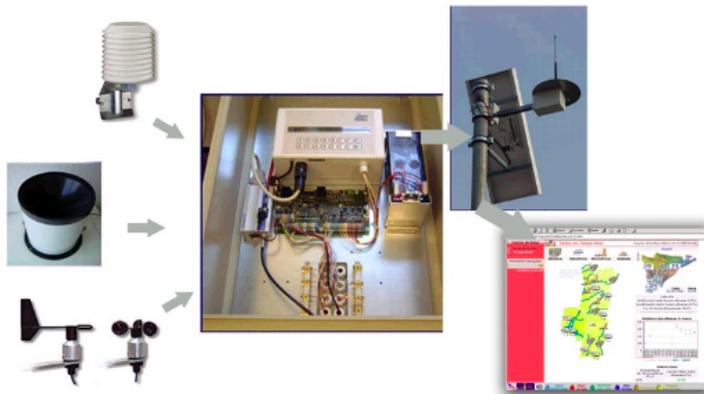


Figura 3.8: Sistema de aquisição e disponibilização de dados do SVARH.

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 800 postos.

A Figura 3.9 mostra a distribuição espacial dos postos de determinação da precipitação constituintes da rede udométrica do País. A densidade média da rede é de 10/1000 km².

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 3.10.

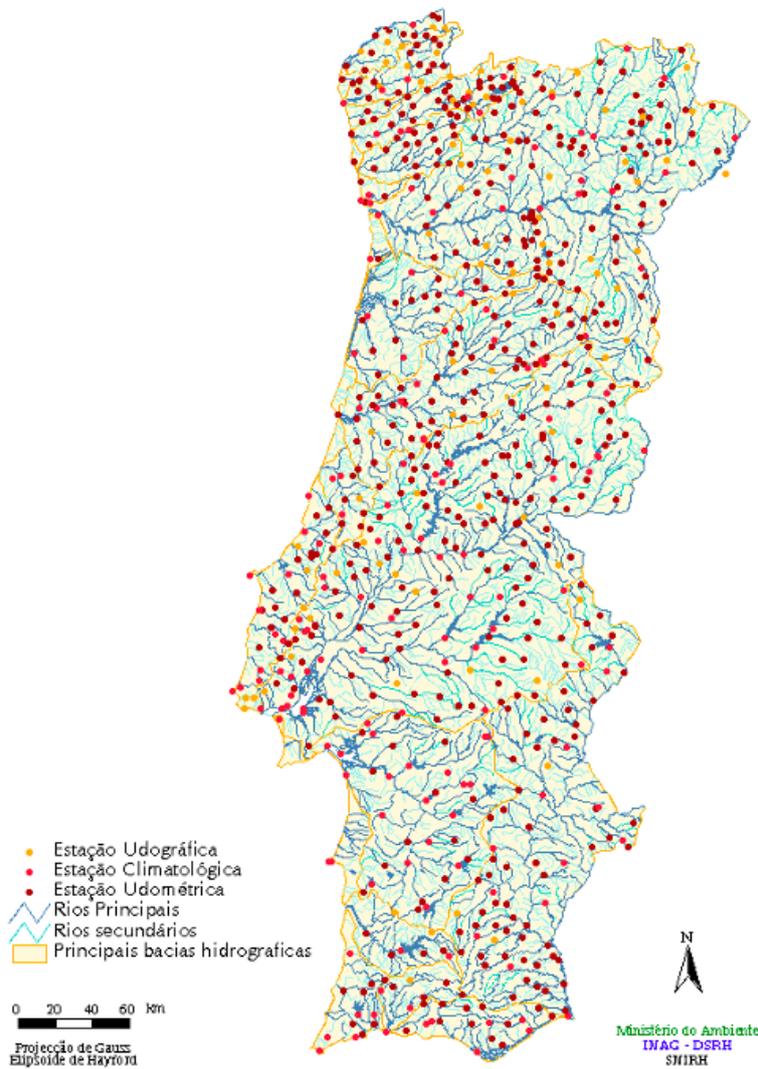


Figura 3.9: Rede udométrica nacional.



Figura 3.10: Diretivas para a localização de uma estação udométrica.

3.4 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 3.11 mostra uma imagem de radar relativa a um evento pluvioso, obtida a partir de um radar do IPMA instalado em Loulé.

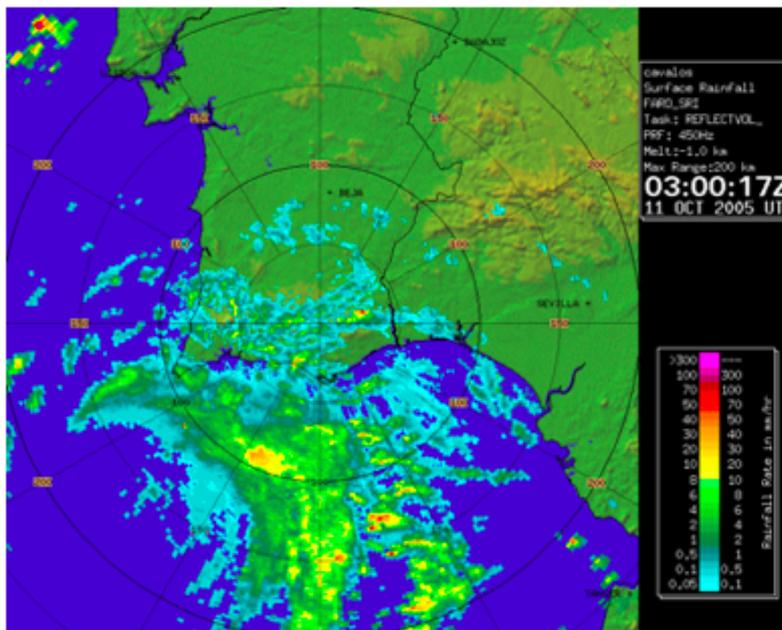


Figura 3.11: Padrões de precipitação obtidos através do radar de Loulé (<http://www.meteo.pt>).

Para efeitos de estudos hidrológicos, a precipitação em área pode ser estimada a partir dos valores pontuais da precipitação recolhidos nas estações udométricas e udográficas. Pode recorrer-se a médias simples dos valores registados nos postos contidos na área em causa, ou então, ponderar a influência de cada posto na área, 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 espacial que cada posto exerce na área em estudo. A precipitação ponderada é então, obtida por:

$$P_p = \sum_{i=1}^N k_i P_i \quad (3.3)$$

com,

$$k_i = \frac{A_i}{A} \quad (3.4)$$

em que: P_p é a precipitação ponderada na área, N é o número de postos influentes, k_i é o fator de ponderação do posto i , P_i é a precipitação no posto i , A é a área total, e A_i é a 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 e método das isoietas.

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 3.12).

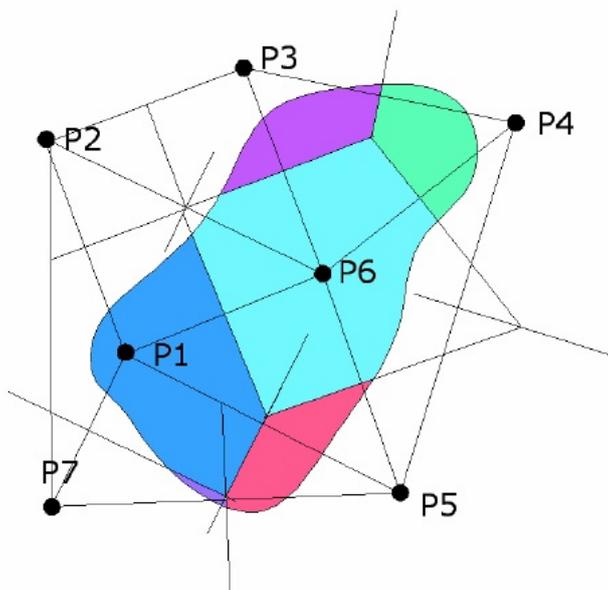


Figura 3.12: Traçado dos polígonos de Thiessen.

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 (Equação 3.4).

Método das isoietas

O recurso a este método, obriga ao traçado de isoietas, que são linhas de igual valor de precipitação durante um determinado intervalo de tempo (Figura 3.13). 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 3.3 resulta da média de precipitação entre duas isoietas contíguas.

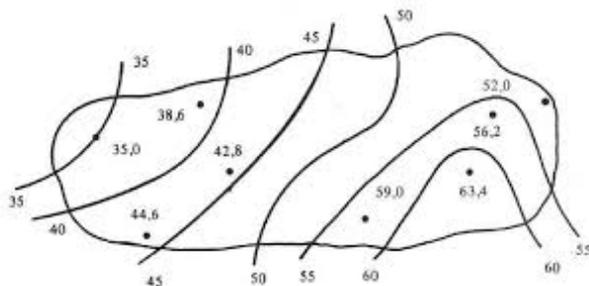


Figura 3.13: Isoietas mensais.

3.5 Distribuição temporal da precipitação

A distribuição da precipitação no tempo, está longe de ser uniforme. Num dado local, podem ocorrer períodos de vários dias sem precipitação e períodos de vários dias com precipitação e que em alguns períodos a precipitação pode ser muito intensa e noutros pouco intensa (Hipólito e Vaz, 2011).

A título de exemplo, apresenta-se, na Figura 3.14, a série de precipitação anual em Montemor-o-novo no período 1932/33 a 2006/07. A linha vermelha, corresponde à precipitação anual média no período analisado e as duas linhas a traço interrompido, representam a precipitação anual média mais e menos um desvio-padrão. Nesta figura pode ver-se, que ao longo dos anos existe grande variabilidade em relação à média anual.

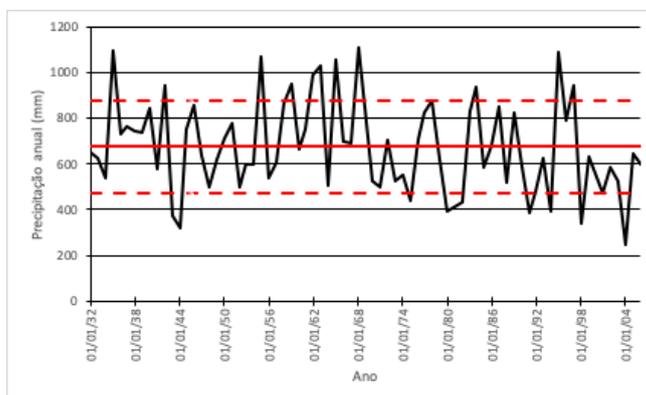


Figura 3.14: Precipitação anual em Montemor-o-Novo (22H/01UG) no período de 1932/33 a 2006/07.

3.6 Distribuição espacial da precipitação

Na Figura 3.15 apresenta-se a distribuição a precipitação anual média em Portugal continental, onde se pode verificar o efeito da orografia na precipitação. Com efeito, a precipitação 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. Por outro lado, 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.

Em Portugal continental, a precipitação anual média é cerca de 960 mm e a sua distribuição mostra que é mais elevada no Norte do que no Sul. No Alentejo, a precipitação anual é em média cerca de 590 mm, e no restante território em média cerca de 1080 mm (Hipólito e Vaz, 2011).

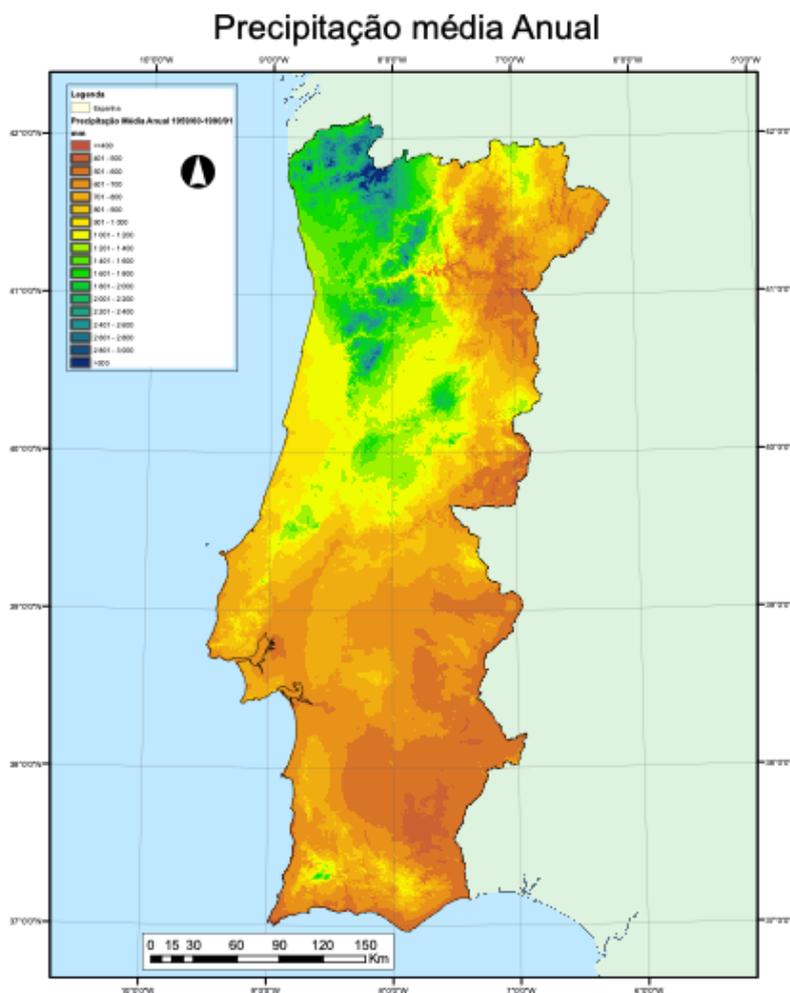


Figura 3.15: Distribuição da precipitação anual média em Portugal continental.

3.7 Análise das séries de precipitação anual

Na análise das séries de precipitação anual deve começar-se por testar a sua qualidade, relativamente a falhas, consistência e homogeneidade.

Depois de verificada a qualidade das séries, procede-se à análise estatística, que compreende o cálculo das estatísticas descritivas básicas (média, desvio padrão, coeficiente de variação e coeficiente de assimetria) e a identificação da função de distribuição de probabilidade que melhor se ajusta aos valores observados. Depois de ajustada uma função de distribuição pode, então, efetuar-se a análise frequencial.

Qualidade dos registos de precipitação

Falhas

Salvo raras exceções as séries de dados apresentam falhas de registos, devido a uma falha do observador ou devido a uma falha no aparelho de medição ou ainda devido a uma falha na estação automática. Nestes casos, e devido à necessidade de se trabalhar com séries contínuas, deve efetuar-se o preenchimento dessas falhas. Para completar os registos associados a uma estação da rede recorre-se aos dados disponíveis nas estações vizinhas com regime similar de funcionamento. Vários métodos existem para preencher as falhas nos registos de precipitação: média aritmética, rácio médio, inverso da distância, correlação, etc., aqui vamos descrever o método do rácio médio.

Rácio Médio (U.S. Weather Bureau) - Consiste numa média ponderada por um fator correspondente à razão entre a média anual da série com falha e a correspondente média anual de cada uma das séries consideradas:

$$P_x = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \frac{\bar{P}_x}{\bar{P}_i} P_i \right) \quad (3.5)$$

onde, P_x é o valor da precipitação em falta, \bar{P}_x é a média anual da série com falha, P_i é valor de precipitação em cada um dos n postos considerados e \bar{P}_i é a média anual de cada uma das séries vizinhas consideradas.

Consistência

Uma série de precipitação é consistente se ao longo do período de observações não existe alteração do erro sistemático da sua medição e se o seu comportamento for semelhante ao comportamento observado nas séries situadas na sua vizinhança. Os erros sistemáticos resultam de fatores ligados às limitações dos aparelhos de medida (exemplo: escala inadequada ou deficiente calibração do aparelho), das técnicas utilizadas (exemplo: posicionamento continuamente incorreto do aparelho de leitura) ou têm origem no próprio operador. Afetam os resultados sempre no mesmo sentido, sempre por excesso ou sempre por defeito e podem ser eliminados, na medida do possível, desde que se conheçam as suas causas, através de ação corretiva adequada. Assim, as inconsistências nas séries de precipitação, resultam de alterações no equipamento de medição, alterações do local do posto, substituição do observador encarregue da estação ou ainda devido a avarias em qualquer componente das estações automáticas.

Para verificação da consistência é usual recorrer-se ao método das médias móveis e ao método das duplas acumulações. Este último método possibilita, também, a correção da inconsistência se tal se tornar necessário.

Médias móveis - Dada uma série de n valores, x_1, x_2, \dots, x_n , chama-se média móvel de ordem k à sequência constituída por:

$$\frac{x_1 + x_2 + \dots + x_k}{k}; \frac{x_2 + x_3 + \dots + x_{k+1}}{k}; \dots; \frac{x_{n-k+1} + x_{n-k+2} + \dots + x_n}{k} \quad (3.6)$$

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 ($k = 10$ anos). Na Figura 3.16 representam-se, a título de exemplo, as médias móveis relativas a séries consistentes (a) e séries não consistentes (b).

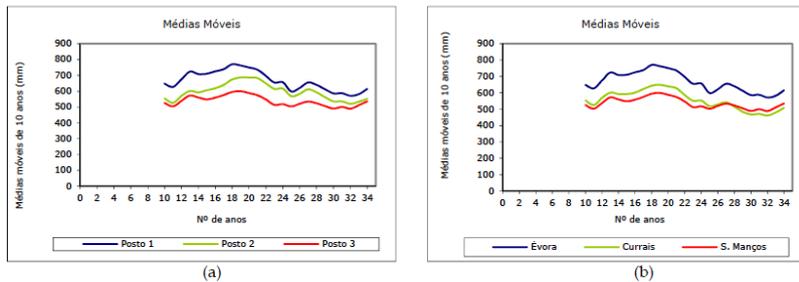


Figura 3.16: Médias móveis de 10 anos em três séries de precipitação anual. (a) As três séries são consistentes. (b) A série de Currais é não consistente.

Método das duplas acumulações - Consiste na representação gráfica dos valores acumulados da precipitação num determinado posto contra os valores acumulados da precipitação dos postos vizinhos. Se as séries forem consistentes então os pontos obtidos ajustam a uma reta cujo declive representa a constante de proporcionalidade entre as séries (Figura 3.17(a)). Pelo contrário, se as séries forem não consistentes ajustam a duas ou mais retas (Figura 3.17(b)).

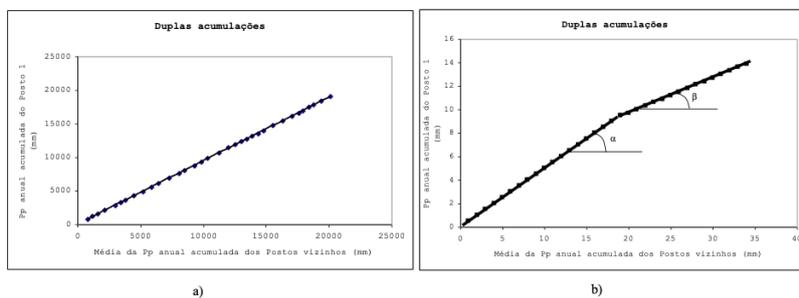


Figura 3.17: Método das duplas acumulações. (a) Séries consistentes. (b) Séries não consistentes.

Observando a Figura 3.17 (b) verifica-se que as séries ajustam a 2 retas com declives diferentes (α e β), porque a partir de uma determinada data, os valores da série do posto 1 passaram a ser sistematicamente menores.

Os valores não consistentes podem ser corrigidos se multiplicados por um fator de correção c , dado pela razão dos declives das duas

retas:

$$c = \frac{tg\alpha}{tg\beta} \quad (3.7)$$

onde $tg\alpha$, representa o declive da reta referente ao intervalo de tempo tomado como referência para o ajustamento e $tg\beta$ representa o declive da reta correspondente às observações a ajustar.

Assim, a precipitação corrigida é dada por,

$$P_x = c \times P_i \quad (3.8)$$

onde, P_x , corresponde ao valor corrigido, P_i , é o valor observado na estação i , e c , é o fator de correção apresentado na Equação 3.8.

Homogeneidade - Uma série de precipitação é homogénea se ao longo do período de observações não existem alterações nos fatores que condicionam o fenómeno de precipitação.

As quebras de homogeneidade podem ser provocadas, por exemplo, pelas alterações climáticas. Para a verificação da homogeneidade existe um conjunto vasto de testes estatísticos (teste de Man-Whitney, teste do desvio da média cumulado, etc.). No entanto não serão aqui referidos pois na sua maioria as séries de precipitação são homogéneas.

Análise estatística

O processo da precipitação não é um processo determinístico, isto é, não é possível determinar com exatidão o resultado desse processo, pois ele está sujeito à ação de fatores aleatórios. Assim, apesar de ser possível prever com alguma antecedência a ocorrência de precipitação, não é possível prever qual a quantidade exata de precipitação que irá ocorrer. Se considerarmos que o processo da precipitação é um processo estocástico (processo governado pelo menos em parte por fatores aleatórios), então, ele pode ser tratado recorrendo às leis de probabilidade e à estatística e pode determinar-se com antecedência qual a probabilidade de ocorrer um determinado valor de precipitação.

Considera-se que a precipitação anual é uma variável aleatória X , que pode assumir diferentes valores x . A estes valores x , que registados ao longo de vários anos constituem uma série de precipitações anuais, é possível afetar uma probabilidade. Isto é, não é possível conhecer antecipadamente (antes de chover) o resultado x que a variável X irá ter, mas é possível associar-lhes uma probabilidade $F(x)$, de a variável X , assumir um valor inferior ou igual a x .

Sendo a precipitação anual uma variável aleatória com função de distribuição, pode ser representada por algum tipo conhecido de função de distribuição de probabilidade. Assim, para a caracterização das séries de precipitação anuais, calculam-se a média, desvio padrão, coeficiente de assimetria e coeficiente de variação da série e identifica-se a função de distribuição de probabilidade que melhor se ajusta aos valores observados. Na Tabela 3.1 apresentam-se algumas distribuições teóricas conhecidas e que se ajustam a variáveis hidrológicas.

Distribuição	Função de distribuição de Probabilidade	Intervalo	Equação dos parâmetros
Normal	$F(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} dx$	$-\infty < x < +\infty$	$\mu = \bar{x}$ $\sigma = S_x$
Log Normal	$F(x) = \int_0^x \frac{1}{\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}} dy$ $y = \ln x$	$x > 0$	$\mu_y = \bar{y}$ $\sigma_y = S_y$
Gama	$F(x) = \int_0^x \frac{x^{\beta-1} e^{-\frac{x}{\alpha}}}{\alpha^{\beta-1} \alpha \Gamma(\beta)} dx$ $\Gamma(\beta) = \text{função gama}$	$x > 0$	$\alpha = \frac{\sigma_x^2}{u_x}$ $\beta = \frac{u_x^2}{\sigma_x^2}$
Pearson Tipo III	$F(x) = \int_0^x \frac{(x-x_0)^{\beta-1} e^{-\frac{(x-x_0)}{\alpha}}}{\alpha^{\beta-1} \alpha \Gamma(\beta)} dx$	$x \geq \varepsilon$	$\alpha = \frac{\sigma_x \gamma_x}{2}$ $\beta = \frac{4}{\gamma_x^2}$ $x_0 = u_x - \frac{2\sigma_x}{\gamma_x}$
Gumbel	$F(x) = e^{-e^{-\alpha(x-u)}}$	$-\infty < x < +\infty$	$\alpha = \frac{\pi}{\sqrt{6}S_x}$ $u = u_x - 0,4501\sigma_x$

Tabela 3.1: Algumas distribuições de probabilidade utilizadas em Hidrologia

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 resultante da soma de um grande número de variáveis aleatórias (a precipitação anual é a soma das precipitações de cada dia do ano).

A função de distribuição, $F(x)$, da distribuição normal está apresentada na Tabela 3.1.

Para se efetuar o estudo da distribuição normal é necessário passar à distribuição normal reduzida, visto que os valores da função distribuição de probabilidade 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 de Gauss, e é dada por,

$$Z = \frac{X - \mu}{\sigma} \quad (3.9)$$

Ao realizar-se esta transformação, estandardiza-se a variável X e neste

caso a sua função de distribuição é,

$$F(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-\frac{z^2}{2}} dz \quad (3.10)$$

Na Tabela 3.2 apresentam-se os valores de $F(Z)$ em função de 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

Tabela 3.2: Áreas referentes à curva normal reduzida, $F(z)$

Na Figura 3.18 apresenta-se o gráfico da função de distribuição bem como os valores das ordenadas para os respectivos valores de $F(Z)$.

A distribuição normal caracteriza-se por ter uma densidade de probabilidade simétrica em relação à média. 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 3.19 e comprovar com a Tabela 3.2, 50,00% correspondem ao intervalo $]-\infty, \mu]$. Isto significa que a probabilidade média de a variável aleatória tem de se situar no intervalo $]-\infty, \mu]$ é igual 50,00%. 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% da distribuição normal correspondem ao intervalo $[\mu, \mp\sigma]$, que 95,44% correspondem ao intervalo $[\mu, \mp2\sigma]$ e que 99,74% correspondem ao intervalo $[\mu, \mp2\sigma]$, significando, obviamente, que a probabilidade média da variável aleatória aumenta à medida que o intervalo alarga.

A distribuição de precipitação anual, em períodos de tempo pelo menos iguais a 20 ou 30 anos, geralmente é bem representada pela lei de Gauss. Isto é, a distribuição normal, em geral, ajusta-se bem à distribuição empírica dos valores observados da precipitação anual.

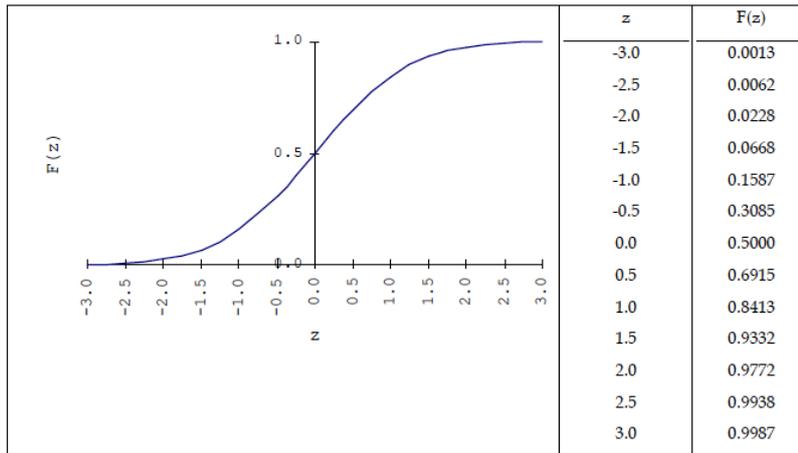


Figura 3.18: Função distribuição de probabilidade $N(0, 1)$.

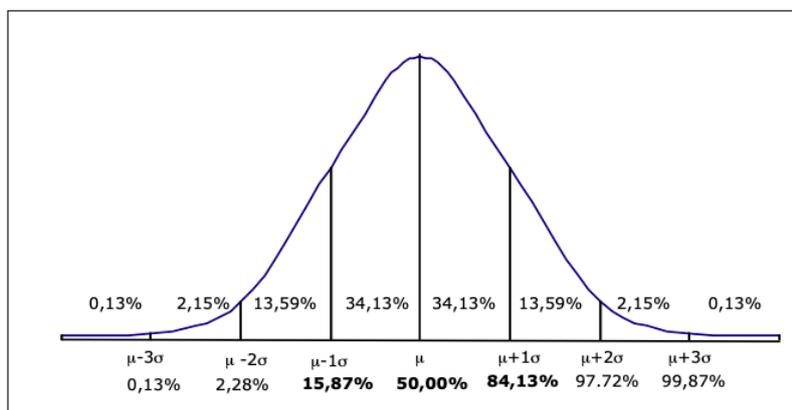


Figura 3.19: Áreas compreendidas pela curva normal reduzida (%).

Para avaliar a adequação de uma distribuição empírica de precipitações anuais à lei normal, pode-se recorrer a vários métodos, dentro dos quais vamos apenas referir o método do ajustamento gráfico.

Ajustamento gráfico da lei Normal a uma série de precipitações anuais

- Quando se constrói o gráfico da função de distribuição normal $F(X)$ contra os valores de x , não se obtém uma linha reta, mas sim uma curva com a forma da Figura 3.18. No entanto, se for utilizado um papel de probabilidade adequado, já tal pode acontecer. Neste papel que se designa por papel normal, o eixo das ordenadas tem uma escala com graduação linear e o eixo das abcissas tem uma escala de probabilidade adequada. Assim, 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.

Dada uma série de valores de precipitações anuais, para se ajuizar do ajustamento a uma distribuição normal, traça-se em papel normal, o gráfico da reta teórica de probabilidade normal para a referida distribuição de precipitações, afeta-se cada um dos valores da série de uma probabilidade empírica e marcam-se os pontos assim obtidos no papel normal. Se os dados seguissem perfeitamente a distribuição normal, eles estariam situados na reta que passa por $(\bar{x}; 50\%)$, $(\bar{x} - S; 15,87\%)$ e $(\bar{x} + S; 84,13\%)$, no entanto é correto admitir que a distribuição segue a lei normal se

os desvios entre os pontos observados e a reta forem pequenos. Na Figura 3.20 mostra-se este procedimento.

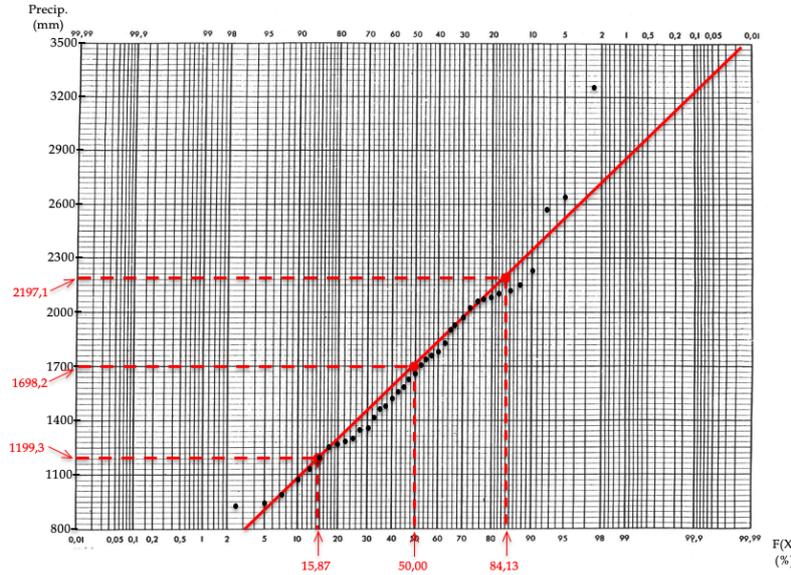


Figura 3.20: Reta da distribuição normal e valores de uma série de precipitação traçados em papel de probabilidade normal

Para verificar o ajustamento de qualquer distribuição empírica à lei normal, torna-se portanto necessário determinar, a partir dos n valores da série, a média \bar{x} e o desvio padrão S , para o que se utilizam as expressões:

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} \quad (3.11)$$

e

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (3.12)$$

Também é usual determinar o coeficiente de variação e o coeficiente de assimetria, dados por:

$$CV = \frac{S}{\bar{x}} \quad (3.13)$$

e

$$g = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n - 1)(n - 2)S^3} \quad (3.14)$$

Além destas estatísticas, é necessário também, como se viu, afetar cada valor da sucessão de uma probabilidade empírica. Se estivéssemos a trabalhar com a população, o menor valor seria colocado com a probabilidade acumulada 0 e o maior com 1. Contudo, a afetação de probabilidade aos dados amostrais é mais delicada, pois nunca estamos certos que a amostra contenha o menor e o maior valor da população desconhecida. Das várias fórmulas existentes para afetar cada valor de uma probabilidade empírica a mais generalizada é a fórmula de *Weibull* que tem a vantagem de fornecer um valor inferior à unidade para o valor correspondente

ao valor mais elevado da amostra.

$$F_a(x) = \frac{m}{n+1} \quad (3.15)$$

onde m é o número de ordem de x na amostra. Quando os dados são ordenados por ordem crescente, $F(x)$ corresponde à probabilidade de não excedência e se os dados são ordenados decrescentemente a probabilidade $F(x)$ corresponde à probabilidade de excedência.

Análise frequencial

Designando por período de retorno T , o número de anos que deve, em média, decorrer para que a variável ocorra ou seja ultrapassada, e sendo $F(X)$ a probabilidade de não excedência, e $G(X)$ a probabilidade de excedência, vem

$$T = \frac{1}{G(x)} = \frac{1}{1 - F(x)} \quad (3.16)$$

Depois de verificado o ajustamento da lei normal a uma série de precipitações anuais, é possível determinar qual o valor de precipitação associada a um dado período de retorno, ou ao contrário, qual o período de retorno de um determinado valor de precipitação.

Para esta análise pode-se recorrer a dois métodos, um método gráfico e um método analítico e como regra geral pode dizer-se que não se deve fazer a análise frequencial quando se trabalha com séries de dados inferiores a 10 anos.

Método gráfico - Este método baseia-se no posicionamento gráfico dos dados na forma de distribuição cumulativa normal, traçado em papel de probabilidade normal.

Depois de traçada no papel normal a reta teórica de probabilidade normal para a série de precipitações anuais em estudo, pode determinar-se a partir desta reta a probabilidade de não excedência e conseqüentemente o período de retorno correspondente a um dado valor de precipitação anual. Ou pelo contrário, determinar qual a precipitação anual associada a um dado período de retorno.

Método analítico - Este método baseia-se na fórmula geral de Ven Te Chow (Chow,1988) para análise hidrológica de frequências,

$$x_T = \bar{x} (1 + CVK_T) \quad (3.17)$$

onde x_T é o valor da precipitação associada a um período de retorno T , K_T é o fator de frequência, função da distribuição pressuposta e CV , é o coeficiente de variação, dado pela equação 3.13. Assim, pode escrever-se a equação 3.17 na forma,

$$x_T = \bar{x} + SK_T \quad (3.18)$$

No caso da distribuição normal, K_T não é mais do que a variável reduzida z .

Exercício resolvido

Considerando as precipitações anuais registadas na estação de Castro D'Aire durante 39 anos, apresentadas no quadro seguinte, calcular:

- a) A média;
- b) O desvio padrão e o coeficiente de variação;
- c) O coeficiente de assimetria;
- d) Verificar o ajustamento da série de precipitações anuais à distribuição normal;
- e) A precipitação associada a um período de retorno de 100 anos;
- f) O período de retorno do maior valor de precipitação.

Ano	Precipitação anual em Castro D'Aire (mm)
1916/17	2118,2
1917/18	1001,2
1918/19	2093,2
1919/20	1556,4
1920/21	1290,6
1921/22	1785,4
1922/23	1830,2
1923/24	2150,2
1924/25	1749,6
1925/26	2221,6
1926/27	2024,1
1927/28	1923,7
1928/29	1127,1
1929/30	2630,9
1930/31	1481,2
1931/32	1461,0
1932/33	1334,4
1933/34	1301,2
1934/35	1581,0
1935/36	3249,6
1936/37	2069,0
1937/38	1254,0
1938/39	1974,0
1939/40	2059,6
1940/41	2569,6
1941/42	1520,6
1942/43	1664,2
1943/44	1344,7
1944/45	915,8
1945/46	1763,0
1946/47	2079,3
1947/48	1411,7
1948/49	912,8
1949/50	1201,0
1950/51	1903,9
1951/52	1625,0
1952/53	1076,1
1953/54	1275,7
1954/55	1699,5

Resolução:

$$a) \bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} = \frac{2118,2 + \dots + 1699,5}{39} = 1698,2 \text{ mm};$$

$$b) S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{(2118,2-1698,2)^2 + \dots + (1699,5-1698,2)^2}{39-1}} = 498,9 \text{ mm};$$

$$CV = \frac{S}{\bar{x}} = \frac{498,9}{1698,2} = 0,3$$

$$c) g = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)S^3} = \frac{39[(2118,2-1698,2)^3 + \dots + (1699,5-1698,2)^3]}{(39-1)(39-2) \times 498,9^3} = 0,8$$

d) Esta verificação pode ser feita através do método gráfico descrito anteriormente.

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 3.19).

A média e o desvio padrão foram determinados na 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,

$$(\bar{x} - S; 15, 87\%) = (1199, 3; 15, 87\%)$$

$$(\bar{x}; 50, 00\%) = (1698, 2; 50, 00\%)$$

$$(\bar{x} + S; 84, 13\%) = (2197, 1; 84, 13\%)$$

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 3.15,

$$F_a(x) = \frac{m}{n + 1}$$

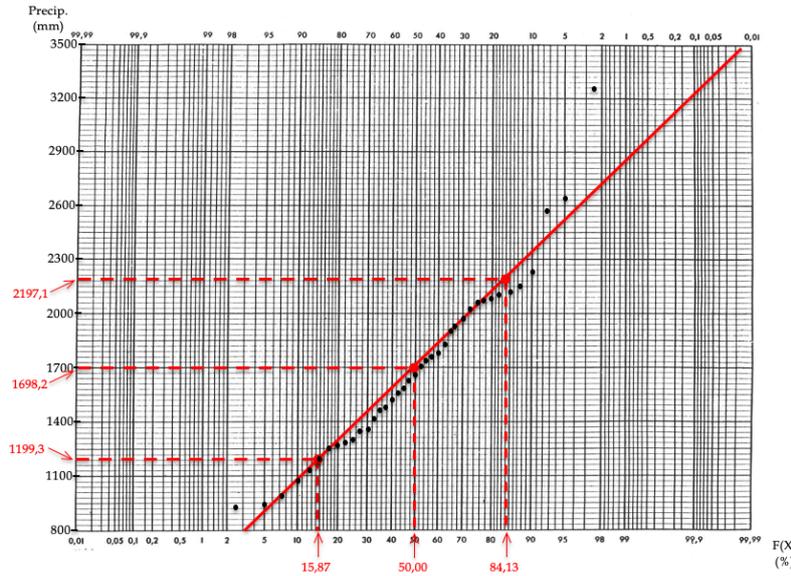
que dá a probabilidade de não excedência, $F(x)$, para os n valores da amostra, ordenados de forma crescente, tal como se apresenta no quadro seguinte.

Ano	Precipitação (mm)	Pre. ordenada (mm)	Nº de ordem (m)	$F_a(x)$ (%)
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 que se segue, onde se pode verificar, qualitativamente, o ajustamento à reta, donde se pode afirmar que a série de precipitações em estudo tem distribuição normal.

e) Depois de se ter verificado 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.



Utilizando a Equação 3.16 é possível determinar a probabilidade de não excedência correspondente a $T = 100$,

$$T = \frac{1}{1 - F(x)} \implies F(x) = 1 - \frac{1}{T} = 1 - \frac{1}{100} = 0,99(99\%)$$

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 3.21). 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 utilizando a Equação 3.18, fazendo $K_T = z$, que para este exemplo vem,

$$x_T = 1698,2 + z \times 498,9$$

Já vimos que a $T = 100$ corresponde $F(x) = 0,99$ logo, da Tabela 3.2, retiramos o valor de $z = 2,33$, donde

$$x_T = 1698,2 + 2,33 \times 498,9 = 2861$$

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.

f) O maior valor de precipitação anual em Castro D'Aire é 3249,6 mm. Com este valor pode ler-se na reta teórica o correspondente valor de $F(x)$. Pela leitura da Figura 3.21 vem, para $x = 3249,6$ um valor de $F(x) \approx 99,91\%$. Donde,

$$T = \frac{1}{1 - F(x)} = \frac{1}{1 - 0,9991} = 1111$$

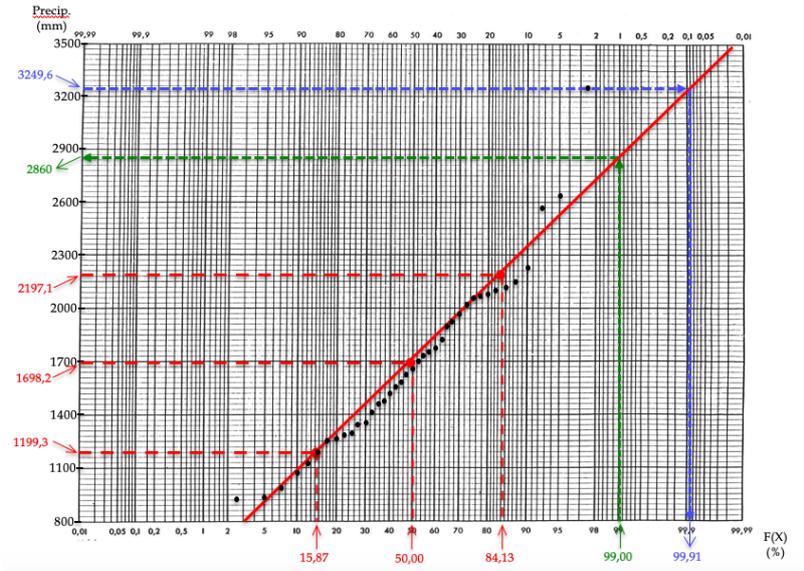


Figura 3.21: Ajuste da distribuição normal para o exercício 1

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 3.18 para encontrar o valor de z , sabendo que $x = 3249,6$ vem,

$$3249,6 = 1689,2 + z \times 498,9 \iff z = \frac{3249,6 - 1689,2}{498,9} = 3,11$$

Pela Tabela 3.2, para $z = 3,11$ vem $F(x) = 0,9991$, donde período de retorno é,

$$T = \frac{1}{1 - F(x)} = \frac{1}{1 - 0,9991} = 1111$$

Isto é, o período de retorno de um valor de precipitação 3249,6 mm é 1111 anos que é igual ao valor encontrado utilizando o método do posicionamento gráfico.

3.8 Precipitações intensas

Com base na intensidade média da precipitação (Equação 3.1), podem classificar-se os eventos de precipitação em:

- ▶ Aguaceiro fraco: $\bar{i} \leq 2 \text{ mm h}^{-1}$
- ▶ Aguaceiro moderado: $2 \text{ mm h}^{-1} < \bar{i} \leq 10 \text{ mm h}^{-1}$
- ▶ Aguaceiro forte: $10 \text{ mm h}^{-1} < \bar{i} \leq 50 \text{ mm h}^{-1}$
- ▶ Aguaceiro muito forte ou violento: $\bar{i} > 50 \text{ mm h}^{-1}$

Por precipitações intensas devem ser entendidas as chuvas de grande intensidade ($\bar{i} > 4 \text{ mm h}^{-1}$), com duração desde dias a poucos minutos (10 a 5 min).

As precipitações intensas estão na origem de cheias e inundações e de processos erosivos que ocorrem à superfície do globo, e a seu cálculo é necessário para a determinação do caudal de dimensionamento (caudal de ponta) de obras hidráulicas (sistemas de drenagem, diques de proteção contra cheias, descarregadores de barragem, etc.).

Na Figura 3.22 e na Tabela 3.3 apresentam-se os valores máximos da precipitação registados no mundo em função da duração do intervalo de tempo em que ocorreu. Na Figura 3.22 apresentam-se também os valores máximos registados em Portugal.

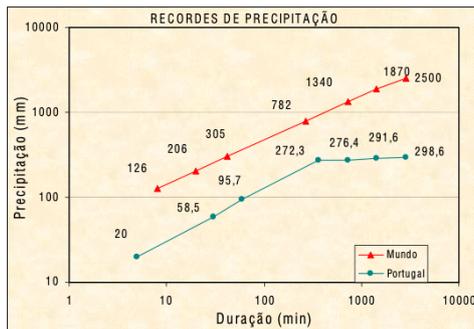


Figura 3.22: Registos de precipitação em função da duração (Brandão et al., 2001).

DURAÇÃO	ALTURA (mm)	LOCAL	DATA (ano)
1 min	38	Barot Guadalupe	1970
8 min	126	Fusen, Bavaria	1920
15 min	198	Plumb Point, Jamaica	1916
20 min	206	Curtea de Argea, Romania	1947
42 min	305	Holt, Missouri	1947
130 min	483	Rockport, W.V.	1889
165 min	559	D'Hanis, Tex	1935
4.5 h	782	Smethport, Pa	1942
9 h	1,087	Belouve, La Réunion	1964
12 h	1,340	Belouve, La Réunion	1964
18.5 h	1,689	Belouve, La Réunion	1964
24 h	1,825	Foc Foc, La Réunion	1966
2 dias	2,467	Aurère, Ilha de Reunião	1958
3 dias	2,759	Cherrapunji, India	1974
4 dias	3,721	Cherrapunji, India	1974
6 dias	3,929	Commerson, Ilha de Reunião	2007
8 dias	4,869	Commerson, Ilha de Reunião	2007
15 dias	4,798	Cherrapunji, India	1931
31 dias	9,300	Cherrapunji, India	1861
2 meses	12,767	Cherrapunji, India	1861
3 meses	16,369	Cherrapunji, India	1861
4 meses	18,738	Cherrapunji, India	1861
5 meses	20,412	Cherrapunji, India	1861
6 meses	2,454	Cherrapunji, India	1861
11 meses	22,990	Cherrapunji, India	1861
1 anos	26,461	Cherrapunji, India	1861
2 anos	40,768	Cherrapunji, India	1861

Tabela 3.3: Registos mundiais de precipitação em função da duração.

As precipitações 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).
- ▶ **Intensidade:** Já se referiu que a intensidade traduz o quociente entre a altura de chuva e o tempo de duração do evento.

- **Frequência:** Representa a probabilidade de ocorrência de uma chuva, conhecida a sua duração e intensidade, normalmente expressa em termos de período de retorno (T).

Curvas de possibilidade udométrica e curvas IDF

A caracterização das precipitações intensas é realizada recorrendo ao tratamento estatístico das séries de máximos de precipitação para cada intervalo de tempo. Esta análise consiste no ajustamento de uma função de distribuição de probabilidade adequada para valores extremos, por exemplo a distribuição de Gumbel) para obtenção de valores de precipitação para determinada duração e com um dado período de retorno. Aos valores assim obtidos ajusta-se uma função para representar a relação que existe entre a precipitação e a respetiva duração, para determinado período de retorno e local. Em Portugal têm sido utilizadas funções do tipo:

$$h = at^n, \quad (3.19)$$

onde h é altura de precipitação (mm), t é a duração dessa precipitação, e a e n são constantes características de cada local, determinadas pelo método dos mínimos quadrados.

As representações gráficas da função (3.19) para vários períodos de retorno, designam-se por curvas de possibilidade udométrica.

Para representar a relação que existe entre a intensidade média da precipitação, \bar{i} e a respetiva duração (t) para determinado período de retorno, utilizam-se funções do tipo:

$$\bar{i} = at^b, \quad (3.20)$$

com $b = n - 1$, e as representações gráficas destas funções para cada período de retorno designam-se por curvas IDF (intensidade-duração-frequência).

Na Figura 3.23 apresentam-se as curvas de possibilidade udométrica e as curvas IDF. A intensidade da precipitação surge como uma função decrescente da duração para qualquer período de retorno.

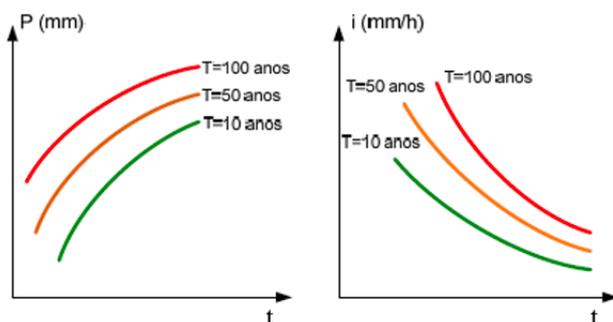


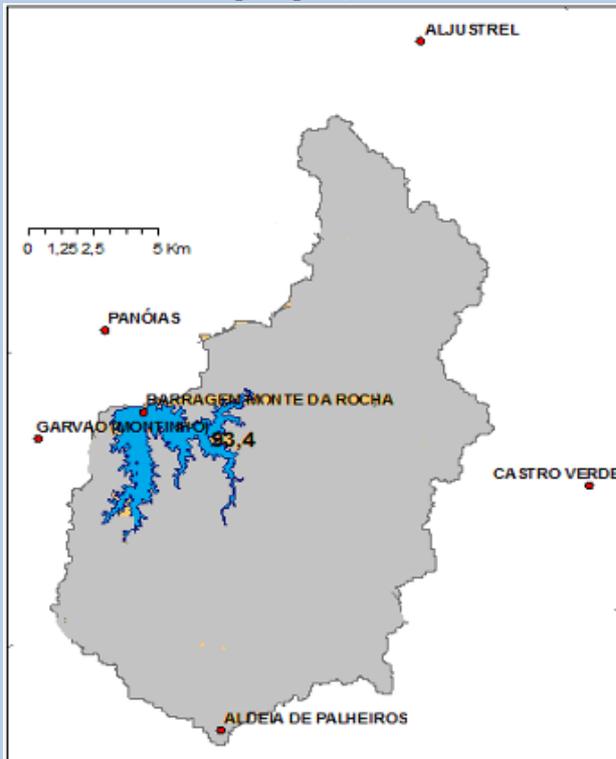
Figura 3.23: Curvas de possibilidade udométrica e curvas IDF.

Os parâmetros das curvas IDF para vários períodos de retorno e para várias estações da rede udométrica podem ser consultados em Brandão et al. (2001).

3.9 Exercícios de aplicação

Exercício 1

A figura abaixo apresenta a bacia hidrográfica própria da albufeira do Roxo (área = 93,4 km²) e os postos udométricos considerados na determinação da precipitação na bacia, cujos dados se apresentam na tabela seguinte. 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 da Rocha	0.38	610
Garvão	0.05	500
Aldeia de Palheiros		650

Exercício 2

A bacia hidrográfica H é influenciada pelos postos P_1 , P_2 e P_3 , cujas precipitações anuais médias são respetivamente 900, 840, e 700 mm. Sabendo que os fatores de ponderação do posto P_1 e P_3 são respetivamente $k_1 = 0,15$ e $k_3 = 0,35$ e que a área total da bacia é 55 km² determine a precipitação anual média na bacia H.

Exercício 3

Numa bacia hidrográfica influenciada pelos postos P_1 , P_2 , P_3 e P_4 , cujos valores da precipitação média anual são respetivamente 950, 850, 900 e 800 mm, fatores de ponderação dos postos P_1 , P_2 e P_4 são $k_1 = 0,15$, $k_2 = 0,35$ e $k_4 = 0,45$ e a área de influência do posto P_3 é de 22 km^2 , determine a área da bacia.

Exercício 4

Considerando a informação do quadro:

- Preencha as falhas na série de precipitação anual de Currais;
- Calcule a precipitação ponderada na bacia nos anos de 1982/83 e 1983/84.

Ano Estação	Dados (mm)			Precipitação Ponderada
	Évora	Currais	S. Manços	
1963/64	916.2	721.1	704.1	722.2
65	470.2	402.1	357.6	396.1
66	997.7	769.2	618.4	748.7
67	590.7	514.5	471.3	508.8
68	537.7	516.1	529.9	518.8
69	1004.7	864.1	809.0	857.7
70	800.4	732.2	687.8	726.2
71	611.2	500.1	493.8	501.3
72	504.2	428.6	364.3	419.4
73	534.2	410.0	434.3	416.5
74	495.6	373.1	357.5	373.0
75	492.5	416.3	409.4	416.7
76	415.4	423.7	470.2	431.3
77	817.6	622.7	642.6	629.9
78	876.3	650.1	670.1	658.0
79	851.9	598.2	698.0	619.9
80	526.2	421.1	513.9	438.7
81	350.1	336.0	332.7	335.7
82	516.9	462.2	468.3	464.3
83	370.6		327.8	
1983/84	601.0		574.2	
Média	632.4	534.8	520.7	

Exercício 5

Numa data estação meteorológica com 30 anos de registos, a precipitação anual apresenta um valor médio e um coeficiente de variação de 900 mm e 0,30, respetivamente. Admitindo que a distribuição de probabilidade da precipitação anual nessa estação é normal, represente-a no papel normal. Determine, também, o período de retorno associado à precipitação anual de 1200 mm.

Exercício 6

A bacia hidrográfica do rio X apresenta:

$$* i = 752,99t^{-0,631} \text{ (para } T = 1000 \text{ anos, com } i \text{ em mm h}^{-1} \text{ e } t \text{ em min);}$$

* Precipitação anual com distribuição normal com $\bar{x} = 489,0$ mm e $S = 157,4$ mm

* Área = 10 km^2

Determinar:

- A intensidade da precipitação com duração de 1,5 h para um período de retorno de 1000 anos;
- A altura máxima da precipitação com duração de 1,5 h para um período de retorno de 1000 anos;
- O período de retorno de uma precipitação igual a 1000 mm;
- A precipitação centenária;
- O volume de precipitação de uma chuvada de intensidade média igual a 15 mm h^{-1} que ocorre durante 30 min sobre a bacia hidrográfica.

Soluções:

Exercício 1: $P = 607$ mm

Exercício 2: $P = 800$ mm

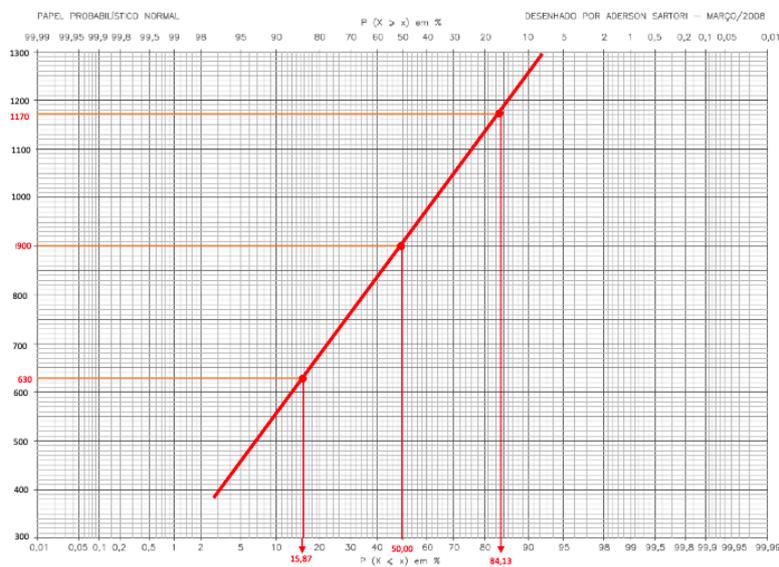
Exercício 3: $A = 440 \text{ km}^2$

Exercício 4:

a) $P_{Currais}^{1982} = 325,0$ mm e $P_{Currais}^{1983} = 549,0$ mm

b) $P_p^{1982} = 326,4$ mm e $P_p^{1983} = 554,2$ mm

Exercício 5:



$T = 7,5$ anos

Exercício 6:

a) $i = 44,02 \text{ mm h}^{-1}$

b) $h = 66,03$ mm

c) $T = 1666,7$ anos

d) $x_{100} = 855,7 \text{ mm}$

e) 75 dam^3

4.1 Conceitos gerais

De todas as componentes do ciclo hidrológico, o escoamento superficial é talvez a que mais importância tem para um estudo hidrológico. 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, que exprime a relação entre o volume de água que passa numa secção desse curso de água e o respetivo tempo de passagem, e é dado por,

$$Q = \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (4.1)$$

onde Q , é caudal médio na secção ($m^3 s^{-1}$ ou $l s^{-1}$), ΔV , é o volume de água que passa na secção (m^3 ou l) e Δt é o tempo de passagem (s).

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, como a relação entre o caudal na secção e a área de contribuição, dado por,

$$q = \frac{Q}{A} \quad (4.2)$$

onde, q , é o caudal específico ($m^3 s^{-1} km^{-2}$ ou $l s^{-1} km^{-2}$) e A , é a área da secção km^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.

4.1	Conceitos gerais	56
4.2	Processo de escoamento . . .	57
4.3	Componentes do escoamento	58
4.4	Fatores de escoamento	59
	Fatores climáticos	59
	Fatores fisiográficos	60
4.5	Medição do escoamento de superfície	61
	Método da secção - velocidade	61
	Método estrutural	63
4.6	Curva de vazão	64
4.7	Registo dos níveis hidrométricos	65
	Estabelecimento de uma rede hidrométrica	66
4.8	Estimação do escoamento na ausência de medições hidrométricas	67
4.9	Exercícios de aplicação	68

4.2 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 - bacias sem saída para o mar), 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 4.1.

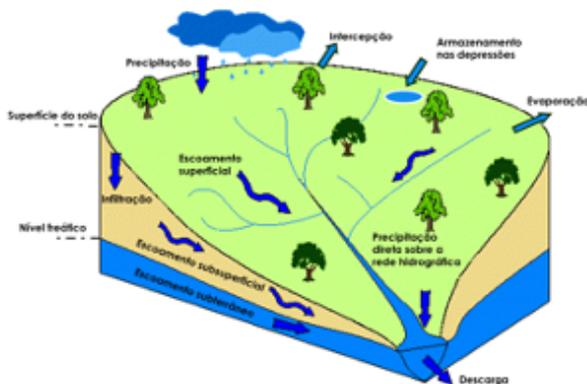


Figura 4.1: Processo de escoamento.

No processo de formação do escoamento distinguem-se as seguintes zonas (Figura 4.2):

- ▶ Aquífero, 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 água subterrânea;
- ▶ 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;

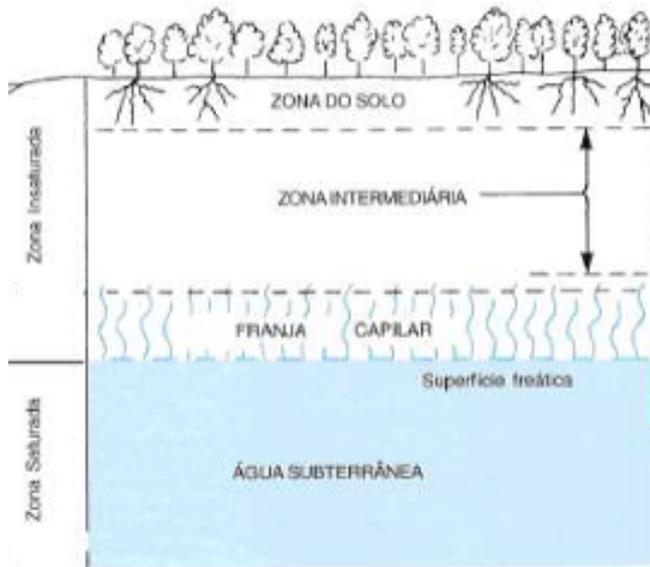


Figura 4.2: Zonas no processo de escoamento.

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).

4.3 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 sub-superficial, 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.

Na Figura 4.3 apresenta-se um hidrograma (representação gráfica do escoamento ao longo do tempo) onde se identificam as componentes do escoamento descritas anteriormente.

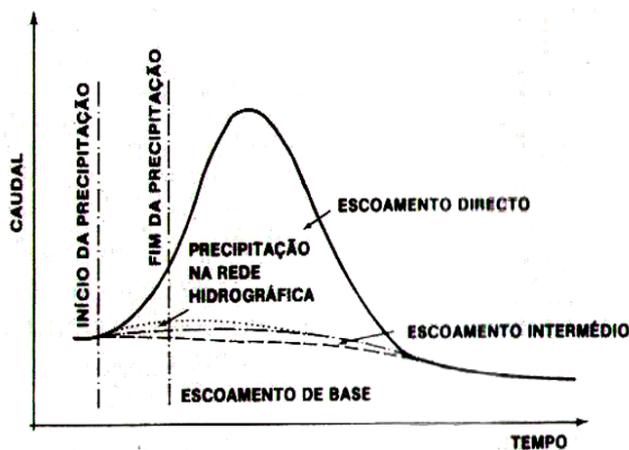


Figura 4.3: Hidrograma com identificação das componentes do escoamento.

4.4 Fatores de 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).

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 fenômenos de precipitação) condiciona o teor de água do solo e a disponibilidade de água para a evaporação e transpiração.

Fatores relativos à evapotranspiração

A evapotranspiração é responsável pela perda de água para o escoamento. Condicionam a evapotranspiração a temperatura, radiação solar, vento, humidade do ar, pressão atmosférica, natureza da superfície evaporante, teor de água no solo e espécie e distribuição da vegetação, fatores que serão abordados no capítulo 5.

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.

4.5 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".

Método da secção - velocidade

O método da secção – velocidade baseia-se na medição da superfície de uma secção transversal do curso de água, e da velocidade média através dessa secção, sendo o valor do caudal dado por,

$$Q = U \times A \quad (4.3)$$

onde Q , é o caudal que passa na secção ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), A , é a área da secção (m^2), e U , é a velocidade média através dessa secção (m s^{-1}).

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

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i \quad (4.4)$$

onde Q , é o caudal que passa na secção ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), n , é o número de verticais em que foi dividida a secção, e Q_i , é o caudal que passa em cada uma das secções i ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$).

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 4.4), e medem-se as velocidades em pontos dessas mesmas verticais.

A determinação do caudal da secção é feita do seguinte modo: obtém-se, em cada vertical, a média das velocidades medidas a diferentes profundidades e estima-se o caudal da secção a partir da seguinte equação, que resulta do desenvolvimento da equação 4.4.

$$Q = \sum_{i=0}^{n-1} \left(\frac{\bar{U}_i + \bar{U}_{i+1}}{2} \right) \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right) (l_{i+1} - l_i) \quad (4.5)$$

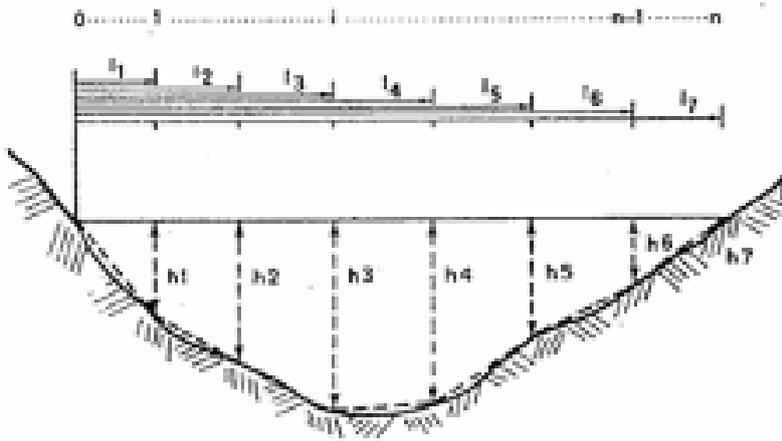


Figura 4.4: Levantamento do perfil de uma seção transversal de um curso de água, por sondagem (Lencastre e Franco, 2003).

onde, h_i e l_i representam, respetivamente, a profundidade na vertical (m) e a correspondente distância à origem (m).

A determinação da velocidade média, \bar{U}_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,

$$\bar{U}_i = \frac{1}{2} (v_{0,2h_i} + v_{0,8h_i}) \quad (4.6)$$

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,

$$\bar{U}_i = v_{0,6h_i} \quad (4.7)$$

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 4.5).

Os molinetes, 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,

$$v = a + bN \quad (4.8)$$



Figura 4.5: Molinete de hélice e contador de rotações.

onde, v é a velocidade da água (m s^{-1}), 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.

A velocidade da água pode também ser medida com aparelhos denominados ADCP (Acoustic Doppler Current Profile). Estes aparelhos (Figura 4.6) funcionam por efeito Doppler 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 4.6: Acoustic Doppler Current Profile

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 (Figura 4.7), estruturas destinadas a serem galgadas pela água, são as estruturas hidráulicas mais utilizadas para medição dos caudais e podem ser classificados em (Figura 4.8):

- ▶ Soleira delgada, quando a parte da soleira que está em contacto com a água tem dimensões desprezáveis em relação à altura da lâmina descarregada. 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.



Figura 4.7: Descarregador na estação hidrométrica da Amieira

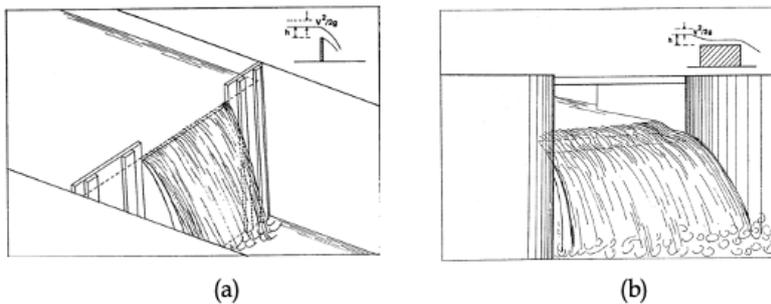


Figura 4.8: Descarregadores de soleira delgada (a) e soleira espessa (b). (Lencastre e Franco, 2003).

O caudal que passa no descarregador pode ser obtido por,

$$Q = \mu L \sqrt{2gh}^{\frac{3}{2}} \quad (4.9)$$

onde, Q é o caudal que passa no descarregador ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), 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 (m s^{-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).

4.6 Curva de vazão

A curva de vazão é a 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,

$$Q = a (h + h_0)^b \quad (4.10)$$

onde Q é o caudal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), h é a altura hidrométrica (m), h_0 é a altura do zero da escala (m) 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 4.9 apresenta-se a curva de vazão do rio Xarrama na secção da estação hidrométrica de Torrão do Alentejo, determinada no ano de 1990/91.

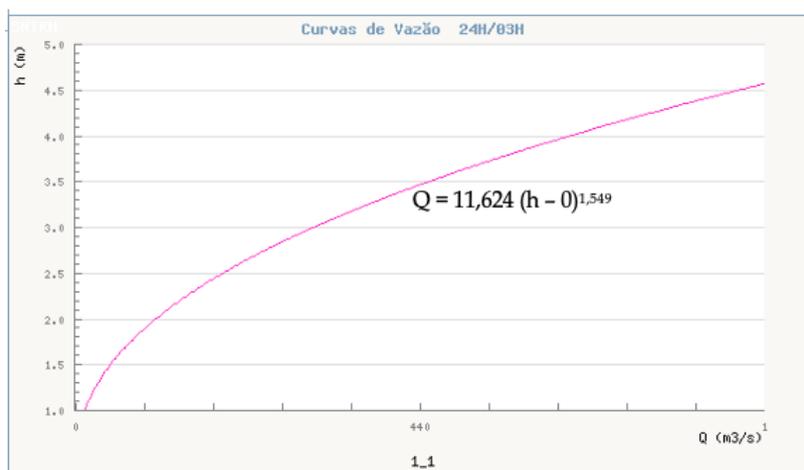


Figura 4.9: Curva de vazão do rio Xarrama em Torrão do Alentejo (Fonte: www.snirh.pt).

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.

4.7 Registo dos níveis hidrométricos

Os valores da altura hidrométrica podem ser obtidos de forma descontínua, através da observação visual de um limnímetro (ou escala hidrométrica) (Figura 4.10 a) ou de forma contínua através de um aparelho registador designado por limnígrafo (Figura 4.10 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 os sensores de nível associados a registadores de dados automáticos (Figura 4.10 c).

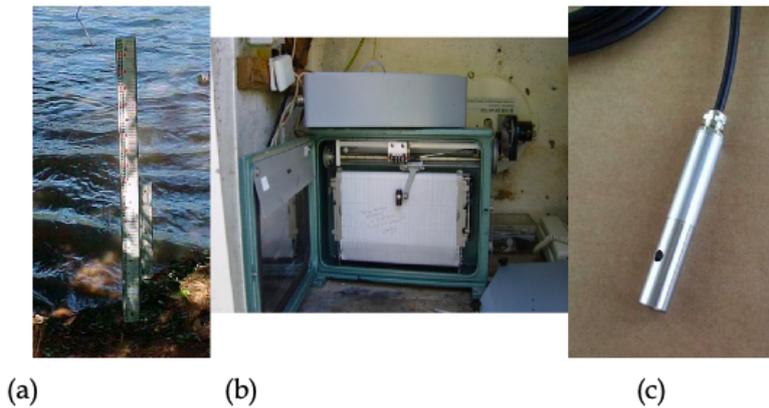


Figura 4.10: a) Limnómetro, b) Limnógrafo, c) Sensor de nível.

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 limnómetros 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.

O conjunto de estações hidrométricas de uma região ou país constitui a respetiva rede hidrométrica (Figura 4.11). 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 séries históricas de observações hidrométricas, isto é, de registos de medições efetuadas ao longo de um certo período de tempo. Uma série de dados hidrométricos 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 4.11: Rede hidrométrica do Instituto da Água em Julho de 2009 (Fonte: www.snirh.pt).

4.8 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.

Valores anuais

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 entre o escoamento e a 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,

$$R = a + bP \quad (4.11)$$

onde, 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.

Valores mensais

Para estimar valores mensais, pode aplicar-se sequencialmente o balanço hidrológico. Esta aplicação será abordada no capítulo 7.

4.9 Exercícios de aplicação

Exercício 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.

Vert.	Dist. à origem (m)	Prof. vertical (m) h	Veloc. (m s ⁻¹)	
			V _{0,2h}	V _{0,8h}
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

Exercício 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 500 mm e que a relação escoamento/precipitação é dada por: $R = -120 + 0,55P$.

Soluções:

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

Exercício 2: $R = 155 \text{ mm} = 7,75 \text{ h m}^3$

Evaporação e evapotranspiração

5.1 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, 1996). 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,

5.1 Definições	69
5.2 Fatores intervenientes	70
Fatores climáticos	70
Fatores físicos	71
Fatores da vegetação	71
Fatores do solo	72
5.3 Medição da evaporação e da evapotranspiração	72
Evaporímetros de tina ou de tanque	72
Atmómetros	74
5.4 Cálculo da evaporação por meio de balanço de massa	75
5.5 Medição da evapotranspiração	75
5.6 Fórmulas para determinação da evapotranspiração	77
Fórmula de Thornthwaite	77
Fórmula de Turc	78
Fórmula FAO Penman-Monteith	79
Fórmula de Hargreaves-Samani	82
5.7 Evapotranspiração cultural	83
5.8 Evapotranspiração real	83
5.9 Exercícios de aplicação	84

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_o).

A evapotranspiração referenciada a uma cultura particular diz-se evapotranspiração cultural (ET_c) e resulta de multiplicar ET_o 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.

5.2 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.

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 real do vapor 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.

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.

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.

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.

5.3 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).

Evaporímetros de tina ou de tanque

As tinas não são mais do que reservatórios contendo água exposta às condições atmosféricas – Figura 5.1. 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 5.1 apresenta a principais características das tinas de utilização corrente.



Figura 5.1: Tina evaporimétrica de classe A e pormenor do poço amortecedor com respetivo parafuso micrométrico.

Modelo	País	Forma	Área (m ²)	Prof. (m)	Comentário	Coef. C E/Etina
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

Tabela 5.1: Características das tinas evaporimétricas.

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.

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} :

$$C = \frac{E}{E_{Tina}} \quad (5.1)$$

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 5.1. 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.

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 5.2 esquematizam-se os três tipos de atmómetros referidos.

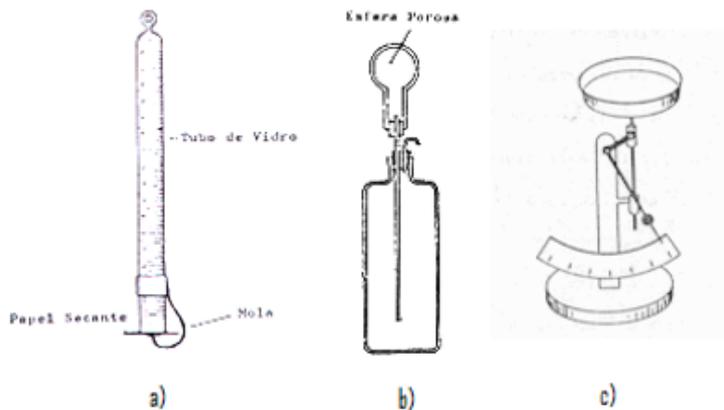


Figura 5.2: Atmómetros: a) Piche; b) Livingstone; c) Balança.

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 5.3.

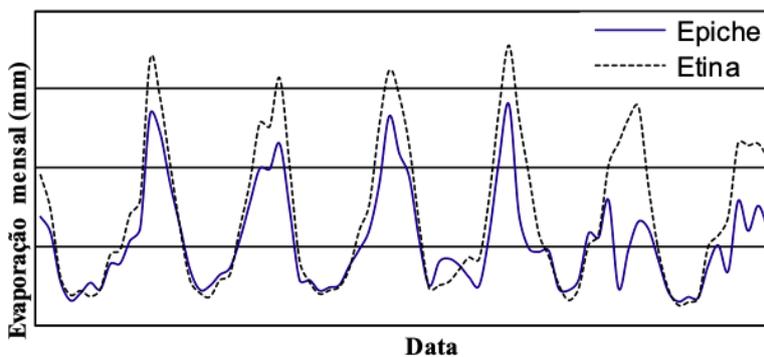


Figura 5.3: Comparação dos valores de E_{Tina} vs E_{Piche} na estação climatológica Barragem do Divor (21J/03C).

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:

$$E_{Tina} = 915,245 + 0,422E_{Piche} \quad (5.2)$$

5.4 Cálculo da evaporação por meio de balanço de massa

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 5.4.

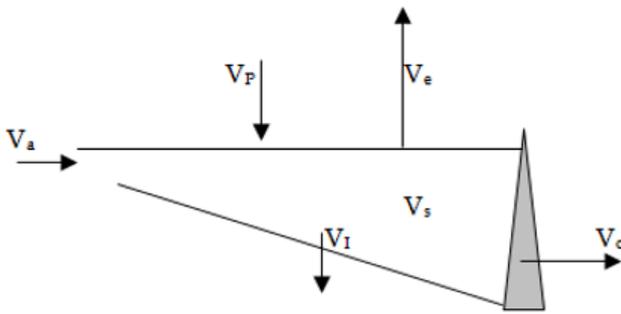


Figura 5.4: Esquemática das variáveis intervenientes no balanço de massa de uma albufeira.

O balanço de massa pode assim, ser expresso por,

$$V_e = (V_a + V_p) - (V_o + V_s + V_i) \quad (5.3)$$

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 é 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 5.3, 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.

5.5 Medição da evapotranspiração

A evapotranspiração pode ser medida diretamente recorrendo a dispositivos denominados evapotranspirómetros ou lísimetros. 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

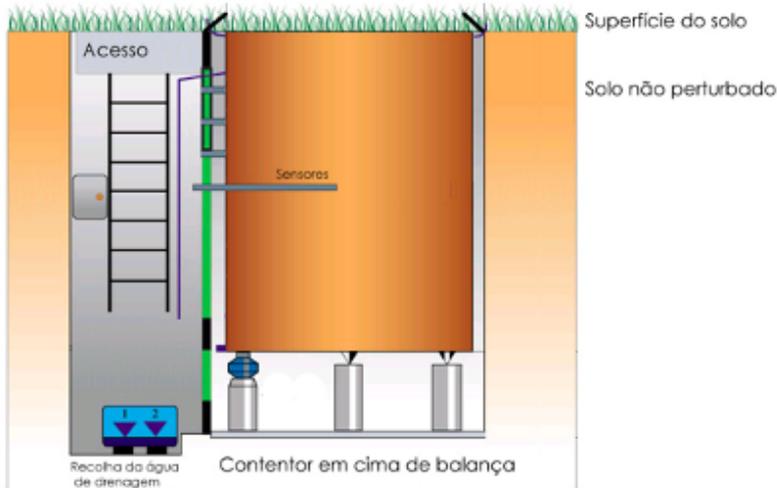


Figura 5.5: Representação esquemática de um lisímetro.

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 (Figura 5.5).

Na equação do balanço hídrico do solo do lisímetro a incógnita é a evapotranspiração, ET , tal que:

$$ET = (P + D_r) - D_p - \Delta A \quad (5.4)$$

onde P é a precipitação, D_r corresponde à dotação de rega, D_p representa a água de drenagem e ΔA a variação do armazenamento de água no solo.

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.

Procurando ultrapassar toda a complexidade e custos de utilização associados aos lisímetros, podem ser usados pequenos recipientes que possibilitem a pesagem regular do solo neles contido. Com base nas variações nessas pesagens pode-se determinar a variação de teor de água no solo, bem como as perdas por evaporação ao longo do tempo. Quando se instala uma cultura (Figura 5.6) e procedemos ao balanço hídrico do solo desses recipientes- microlisímetros - podemos obter uma estimativa da evapotranspiração cultural.



Figura 5.6: Microlisímetros.

A evapotranspiração (mm) medida pelo microlisímetro, ET_L , será:

$$ET_L = \frac{\Delta M_L}{A_L} + D_r \quad (5.5)$$

onde, ΔM_L é a variação da massa (kg = litro porque a densidade da água é 1), A_L , a área do lisímetro (m^2) e D_r , a dotação de rega, ou quantidade de chuva ($l\ m^{-2}$).

5.6 Fórmulas para determinação da evapotranspiração

Existem vários métodos para a avaliação da evapotranspiração, dos quais aqui se destacam o de Thornthwaite, o de Turc, o de Penman-Monteith (FAO) e o de Hargreaves-Samani.

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 (desenvolvido em latitudes próximas do equador).

A evapotranspiração potencial é calculada com base em dois índices:

- ▶ O índice térmico mensal, i ,

$$i = (0, 2\bar{T})^{1.514} \quad (5.6)$$

onde, \bar{T} é a temperatura média mensal ($^{\circ}C$);

- ▶ O índice térmico anual, I ,

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad (5.7)$$

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:

$$ET_p = 16 \left(10 \frac{\bar{T}}{I} \right)^a \quad (5.8)$$

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 noutro 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:

$$ET_p = 16 \left(10 \frac{\bar{T}}{I} \right)^a \times f \quad (5.9)$$

com,

$$f = \frac{N/12 \times N_d}{30} \tag{5.10}$$

onde, $N/12$ traduz a insolação astronómica diária em função da latitude expressa em unidades de 12 h de um mês com 30 dias e N_d é o número de dias do mês.

O Quadro 5.2 apresenta valores de $N/12$ correspondentes ao 15º dia de cada mês em função da latitude. Normalmente assume-se que o 15º dia representa a média mensal.

Tabela 5.2: Valores da insolação astronómica expressa em unidades de 12 horas.

MES														
Lat.	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Lat.	
N													N	
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	0	
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02	5	
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99	10	
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97	15	
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94	20	
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91	25	
26	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91	26	
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90	27	
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.90	0.90	28	
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.90	0.89	29	
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88	30	
31	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88	31	
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87	32	
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.86	33
34	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86	34	
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85	35	
36	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.96	0.86	0.84	36	
37	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83	37	
38	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83	38	
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82	39	
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81	40	
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	41	
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79	42	
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77	43	
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76	44	
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75	45	
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74	46	
47	0.77	0.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73	47	
48	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72	48	
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71	49	
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70	50	
Lat.	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Lat.	
S													S	
5	1.06	0.95	1.04	1.00	1.02	0.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06	5	
10	1.08	0.97	1.05	0.99	1.01	0.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10	10	
15	1.12	0.98	1.05	0.98	0.98	0.94	0.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12	15	
20	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15	20	
25	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.93	0.98	1.00	1.10	1.11	1.18	25	
30	1.20	1.03	1.06	0.95	0.92	0.85	0.90	0.96	1.00	1.12	1.14	1.21	30	
35	1.23	1.04	1.06	0.94	0.89	0.82	0.87	0.94	1.00	1.13	1.17	1.25	35	
40	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.78	0.84	0.92	1.00	1.15	1.20	1.29	40	
42	1.28	1.07	1.07	0.92	0.85	0.76	0.82	0.92	1.00	1.16	1.22	1.31	42	
44	1.30	1.08	1.07	0.92	0.83	0.74	0.81	0.91	0.99	1.17	1.23	1.33	44	
46	1.32	1.10	1.07	0.91	0.82	0.72	0.79	0.90	0.99	1.17	1.25	1.35	46	
48	1.34	1.11	1.08	0.90	0.80	0.70	0.76	0.89	0.99	1.18	1.27	1.37	48	
50	1.37	1.12	1.08	0.89	0.77	0.67	0.74	0.88	0.99	1.19	1.29	1.41	50	

Fórmula de Turc

É um método onde a radiação solar assume preponderância. Segundo Turc a evapotranspiração potencial mensal, ET_p em mm, é dada por,

$$ET_p = 0,40 \frac{\bar{T}}{\bar{T} + 15} (R_s + 50) \tag{5.11}$$

onde, \bar{T} , é a temperatura média mensal (°C), R_s , é a radiação global média diária durante o mês ($\text{cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), valor tabelado em função da latitude do lugar (Quadro 5.3), ou obtido pela equação de Angström:

$$R_s = \left(\alpha_a + \beta_a \frac{n}{N} \right) R_a \tag{5.12}$$

onde, α_a e β_a , são os coeficientes de Angström, n , é a insolação diária (h), N , é a insolação astronômica diária (h) e R_a , é a radiação extraterrestre ($\text{cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

RADIÇÃO EXTRATERRESTRE, R_a ($\text{cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)													
Lat.	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Lat.
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
Lat.	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Lat.
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

Tabela 5.3: Radiação extraterrestre.

Para o mês de fevereiro o valor 0,40 da equação 5.11 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 5.11 deve ser afetada de um fator corretivo, f_t dado por,

$$f_t = 1 + \frac{50 - HR}{70} \quad (5.13)$$

onde, HR , representa a humidade relativa do ar (%).

Fórmula FAO 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:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{\bar{T} + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (5.14)$$

onde, ET_o , 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} , é a temperatura média diária do ar a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$), U_2 , é a velocidade média do vento a 2 m do solo (m s^{-1}), e_s , a tensão de saturação do vapor (kPa), e e_a , é 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,

$$\Delta = \frac{2504 \exp\left(\frac{17,27\bar{T}_2}{\bar{T}_2 + 237,3}\right)}{(\bar{T}_2 + 237,3)^2} \quad (5.15)$$

O valor da constante psicrométrica (γ) é obtido em função da pressão atmosférica, p , do local (kPa), por,

$$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} p \quad (5.16)$$

A radiação líquida, R_n , deriva do balanço de radiação da superfície, esquematizado na Figura 5.6, e corresponde à diferença entre a radiação líquida afluyente (curto comprimento de onda) e a radiação líquida efluyente (longo comprimento de onda):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (5.17)$$

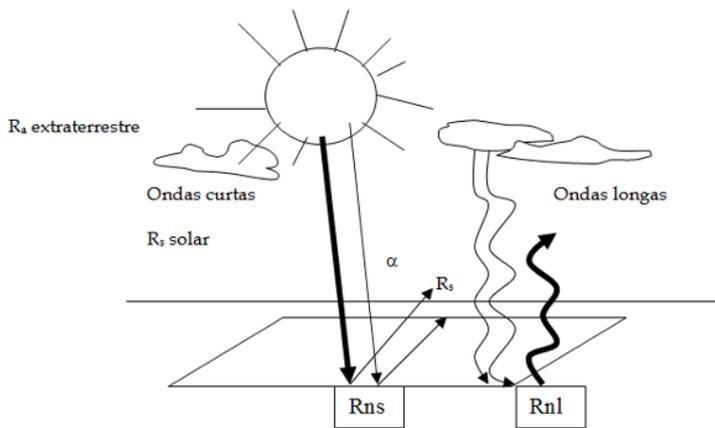


Figura 5.7: Balanço de radiação.

A radiação de curto comprimento de onda, R_{ns} ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) é dada por,

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (5.18)$$

onde, α é o coeficiente de reflexão da superfície ou albedo que assume o valor de 0,23 para uma superfície de referência relvada (Allen, et al., 1998), e R_s é a radiação global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), dada pela equação de Angström (5.12) onde, $\alpha_a = 0,25$, $\beta_a = 0,50$, n é a insolação (h), R_a é a radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), e N é a insolação astronómica (h) dada por,

$$N = 7,64 \omega_s \quad (5.19)$$

onde ω_s é o ângulo do sol no ocaso (ângulo da hora solar) (rad), dado por,

$$\omega_s = \arccos(-t g \phi t g \delta) \quad (5.20)$$

em que, ϕ é a latitude do local (rad) e δ é a declinação solar (rad), dada por,

$$\delta = 0,409 \text{sen}(0,0172J - 1,39) \quad (5.21)$$

onde, J é o dia do calendário Juliano (número do dia do ano) dado por,

$$J = \text{Inteiro}(30,5M - 14,6) \quad (5.22)$$

onde M é o número do mês.

Na equação 5.18, R_a é a radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$) dada por,

$$R_a = 37,6d_r (\omega_s \text{sen}\phi \text{sen}\delta + \cos\phi \cos\delta \text{sen}\omega_s) \quad (5.23)$$

onde, d_r é a distância relativa da terra ao sol, dada por,

$$d_r = 1 + 0,033\cos(0,01272J) \quad (5.24)$$

O fluxo de energia para o solo, G , pode ser desprezado para curtos intervalos de tempo (menos de 10 dias), e é calculável por,

$$G = 0,14 (\bar{T}_i - \bar{T}_{i-1}) \quad (5.25)$$

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,

$$U_2 = U_z \frac{4,87}{\ln(67,8Z_m - 5,42)} \quad (5.26)$$

onde, U_z , representa a velocidade média do vento medida à altura de Z_m acima do solo.

As tensões de saturação do vapor, e_s , e a tensão atual, e_a , são calculáveis por,

$$e_s = 0,611 \exp\left(\frac{17,27\bar{T}}{\bar{T} + 237,3}\right) \quad (5.27)$$

$$e_a = e_s \frac{\overline{HR}}{100} \quad (5.28)$$

onde, \bar{T} corresponde à temperatura média do mês i ($^{\circ}\text{C}$), e \overline{HR} , é a humidade relativa média do mês i (%).

Fórmula de Hargreaves-Samani

Hargreaves e Samani (1985) desenvolveram uma equação simples de estimativa da evapotranspiração de referência 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 $H - S$ pode ser expressa da seguinte forma:

$$ET_o = 0,023(\bar{T} + 17,78)(T_{max} - T_{min})^{0,5}R_a \quad (5.29)$$

onde, \bar{T} , T_{max} e T_{min} são os valores diários, respetivamente, da 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^{-1}), obtida recorrendo a valores tabelados de radiação no topo da atmosfera (Tabela 5.3, com os valores multiplicados por 0,0171), ou calculada através da equação (5.23). Neste último caso os valores de R_a expressam-se em $\text{MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, pelo que é necessário multiplicar a parcela direita da equação (5.29) por 0,408.

A evapotranspiração obtida através da fórmula $H - S$ resulta subestimada para valores mais elevados ($> 9 \text{ mm d}^{-1}$), em comparação com as estimativas obtidas através da aplicação do método da FAO (Figura 5.8). A não consideração do efeito do vento é apontada como a principal razão para as subestimativas, nos maiores valores da evapotranspiração. Consideram-se condições de aplicabilidade da fórmula, velocidades do vento de 2 m s^{-1} e humidade relativa do ar até 80%.

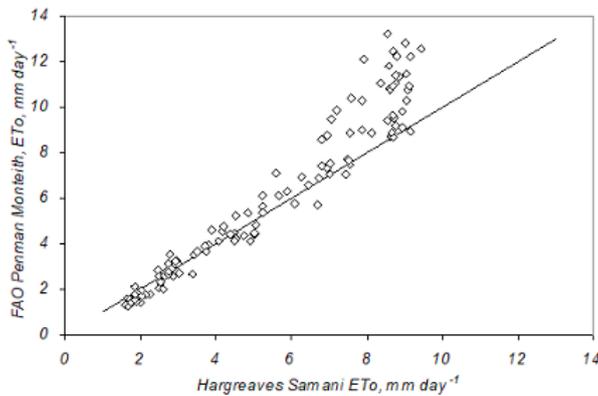


Figura 5.8: Relação 1:1 entre a ET_{oFAO} e ET_{oH-S} (Shahidian et al., 2012).

A fórmula de $H - S$ pode ser calibrada regionalmente recorrendo a uma regressão linear com a ET_{oFAO} (valores padrão da evapotranspiração) tal que:

$$ET_{oFAO} = a + bET_{HS} \quad (5.30)$$

onde a e b são os parâmetros de regressão, ou seja, os coeficientes de calibração regional.

5.7 Evapotranspiração cultural

A afetação de ET_o 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 potencial de água, por evapotranspiração, de uma cultura em condições sanitárias ótimas, em franco desenvolvimento e, por isso, capaz de produzir rendimentos máximos, tal que,

$$ET_c = ET_o \times k_c \quad (5.31)$$

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 climatéricas e da frequência das precipitações ou das regas.

No Quadro 5.4 são apresentados valores para o estágio intermédio de desenvolvimento de algumas culturas.

Cultura	$k_{c,mid}$
Aipo	1,05
Alface	1,00
Algodão	1,15 - 1,20
Arroz	1,20
Banana	1,20
Batata	1,15
Batata-doce	1,15
Beringela	1,05
Beterraba	1,20
Cana-do-açúcar	1,25
Cebola	1,00
Cenoura	1,05
Citrinos	0,65
Espinafre	1,00
Girassol	1,00 - 1,15
Linho	1,10
Mandioca	1,10
Milho	1,20
Soja	1,15
Tomate	1,15
Trigo	1,15

Tabela 5.4: K_c para a fase média de desenvolvimento para algumas culturas (Hipólito e Vaz, 2011).

5.8 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/hidrológico (ver Cap. 7). 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_o (ou ET_p). Esta situação ocorre nas nossas condições na estação húmida. Temos então:

$$ET_{ri} = ET_{oi} \quad \text{se } [P_i > ET_{oi}] \quad (5.32)$$

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,

$$ET_{ri} = P_i + |\Delta A_i| \quad \text{se } [P_i < ET_{oi}] \quad (5.33)$$

em que ΔA_i corresponde à variação da reserva utilizável do solo no período (mm) obtida por:

$$\Delta A_i = A_i - A_{i-1} \quad (5.34)$$

e, i , representa o intervalo de cálculo do balanço (dia, década, mês) e, A a reserva utilizável.

5.9 Exercícios de aplicação

Exercício 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.

a) Determinar a evapotranspiração potencial mensal e anual em Évora pelos métodos de Thornthwaite e de Turc. Considere que os coeficientes de Angström são $\alpha_a = 0,23$ e $\beta_a = 0,50$.

b) Recorrendo ao método de Penman-Monteith estime a evapotranspiração de referência diária na região de Évora.

Évora	NC:1960/61-1990/91											
	Latitude (°): 38.56 N											
	Altitude (m): 321											
	Altura 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

Exercício 2 - Microlisimetro

1) Considerar a cultura de alface (*Lactuca sativa*) e estudá-la em termos de necessidades hídricas e fases de crescimento;

2) Num recipiente fornecido para o efeito, deitar uma quantidade conhecida de terra e plantar três alfaces. Registrar as diferentes taras (recipiente, terra), o peso total e as dimensões do recipiente;

3) Regularmente (duas a três vezes por semana) deverá pesar o recipiente e registar a variação do peso. Regar para repor o teor de humidade (depois de regar pesar de novo para saber com precisão a água aplicada). Eliminar as infestantes;

4) Elaborar uma folha de registo e registar, peso, volume de água aplicada e fases de crescimento (nº de folhas)

Objectivos

a) Estimar a evapotranspiração diária da cultura (ET_c) com base nas observações realizadas;

b) Calcular a evapotranspiração de referência (ET_o) para o local através da fórmula de Hargreaves – Samani;

c) Obter os dados climáticos (temperatura média, máxima, mínima, radiação, humidade relativa) da Mitra e Évora, através:

(<http://www.ict.uevora.pt/g1/index.php/meteo-data/>).

6.1 Introdução

Os solos atuam na fase terrestre do ciclo hidrológico como reservatórios de regulação, controlando a alimentação dos aquíferos e atrasando a descida das águas que neles penetram e, portanto, amortecendo o caudal drenado superficialmente (Hipólito e Vaz, 2011).

Por outro lado, o solo é o meio natural para o desenvolvimento da vegetação, formado por materiais que se apresentam em três estados termodinâmicos ou fases: sólida, líquida e gasosa; e cuja composição varia no espaço e no tempo (Figura 6.1)

6.2 Classificação do solo

Textura

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.

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 classe textural do solo determina-se pela proporção de areia, limo e argila através do diagrama triangular da Figura 6.2.

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.

A Tabela 6.1, apresenta valores da superfície específica observados (medidos) em partículas de areia fina, de limo e de minerais de argila, que

6.1	Introdução	86
6.2	Classificação do solo	86
	Textura	86
	Estrutura	87
6.3	Massa volúmica real, aparente e porosidade do solo	88
6.4	Indicadores de teor de água no solo	92
	Humidade gravimétrica . . .	92
	Humidade volumétrica . . .	93
	Grau de saturação	93
6.5	Volume de água armazenado no perfil do solo	94
6.6	Medição do teor de humidade do solo	96
	Métodos diretos	96
	Métodos indiretos	96
6.7	Indicadores do estado energético da água	101
	Potencial e carga hidráulica	101
	Relações entre teores de humidade e potencial de água no solo	103
	Valores especiais de humidade e de potencial	104
	Determinação da capacidade de retenção de água no solo	105
	Capacidade utilizável (água disponível total)	107
	Relações água, solo e planta	107
6.8	Fluxos e transporte de água no solo	108
	Movimento de água em solo saturado	109
	Movimento de água em solo não saturado	110
6.9	Infiltração e taxa de infiltração de água no solo	112
	Processo de infiltração	112
	Equações de infiltração	113
	Métodos de medição da infiltração	115
	Apresentação dos dados de medição da infiltração	116
6.10	Exercícios de aplicação	117

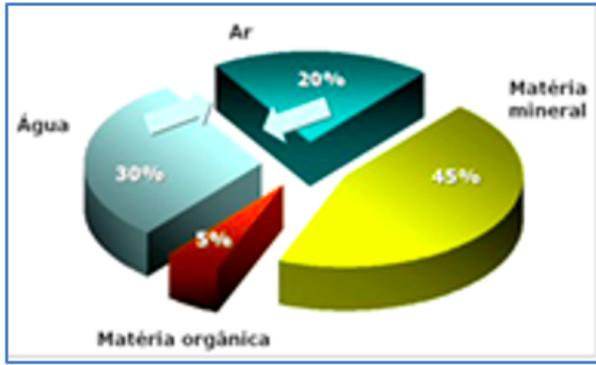


Figura 6.1: Proporção típica entre a fase sólida e os poros do solo, ocupados com fase líquida e gasosa.

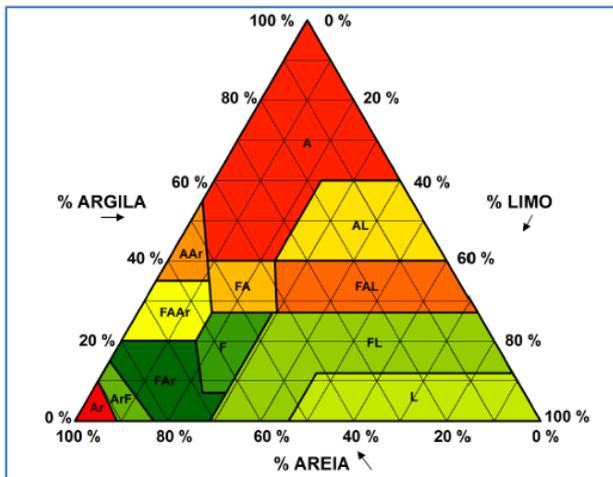


Figura 6.2: Diagrama triangular da textura do solo. A classe textural é obtida através da interseção, no triângulo, das respectivas proporções de areia limo e argila (Gomes e Silva, 1962).

demonstram o aumento da superfície específica com a diminuição do tamanho das partículas ou seja, quanto mais pequenas são as partículas do solo maior é a sua superfície específica.

Partículas do solo	Diâmetro 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	-

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

** Limite superior da classe

Tabela 6.1: Exemplo de valores da superfície específica de partículas do solo. Os valores calculados assumem a aproximação das partículas do solo a esferas.

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. Embora possam existir solos apédicos, isto é sem agregados, todos os solos tem estrutura.

A estrutura resulta, assim, da agregação das partículas primárias do solo (areia, limo e argila) com outros componentes minerais e orgânicos

(calcário, sais, matéria orgânica, entre outros). A agregação origina unidades estruturais compostas, chamadas de macro e micro agregados do solo, cuja forma é variada (Figura 6.3).

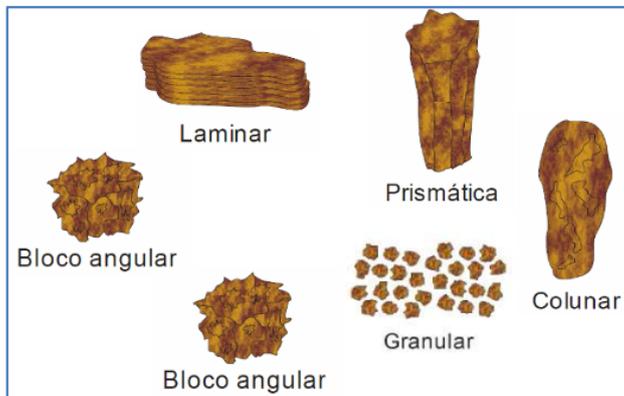


Figura 6.3: Exemplos de formas das unidades estruturais do solo.

O tamanho das unidades estruturais varia de menos de 1 mm a vários centímetros e pode ser classificado em: muito pequeno, médio, grande e muito grande. É influenciado pelo tipo dos minerais do solo (tipo de argila, óxidos), presença de sais, matéria orgânica, atividade biológica, ciclo de humedecimento e secagem, textura do solo, entre outros.

O tamanho da estrutura, principalmente nas camadas superficiais, é condicionado pelo tipo de operações culturais e fortemente, pelo impacto da chuva na superfície do solo sem cobertura vegetal que determina a potencial erosão hídrica.

A relação da estrutura com a dinâmica da água no solo e o crescimento vegetal passa por:

- ▶ Melhoria na infiltração e armazenamento da água no solo (chuva ou rega);
- ▶ Maior espaço poroso para as trocas gasosas do sistema radicular (porosidade do solo);
- ▶ Maior atividade biológica no solo (macro e microrganismos);
- ▶ Maior resistência à compactação;
- ▶ Maior eficácia dos corretivos da fertilidade do solo e aproveitamento dos fertilizantes pelas plantas, devido as condições de arejamento, humidade, crescimento das raízes e atividade macro e microbiológica;
- ▶ Maior rapidez na decomposição dos resíduos orgânicos e consequente liberação de nutrientes, devido à maior atividade biológica.

6.3 Massa volúmica real, aparente e porosidade do solo

A massa volúmica de um corpo (ρ) é dada pela relação entre a massa (M) e o volume desse corpo (V), exprimindo-se, no SI, em kg m^{-3} . Por outro lado, a densidade d é adimensional pois é dada pela relação entre

a massa volúmica de um corpo (ρ) e a massa volúmica da substância de referência (água a 4 °C, com $\rho_a \approx 1000 \text{ kg m}^{-3} = 1 \text{ Mg m}^{-3} = 1 \text{ g cm}^{-3}$):

$$\rho = \frac{M}{V} \quad (6.1)$$

$$d = \frac{\rho}{\rho_a} \quad (6.2)$$

Na Tabela 6.2 apresentam-se as massas volúmicas 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

Tabela 6.2: Massa volúmica (ρ) de alguns constituintes do solo.

Para aplicação dos conceitos de massa volúmica e densidade ao solo consideremos a notação indicada na Figura 6.4, em que M representa massa, V o volume e as letras em índice representam as três fases da matéria: sólida (s), líquida (água, a) e gasosa (ar). Define-se ainda a massa e o volume total (aparente) do solo (M_t ; V_t) e o volume total dos poros (V_p).

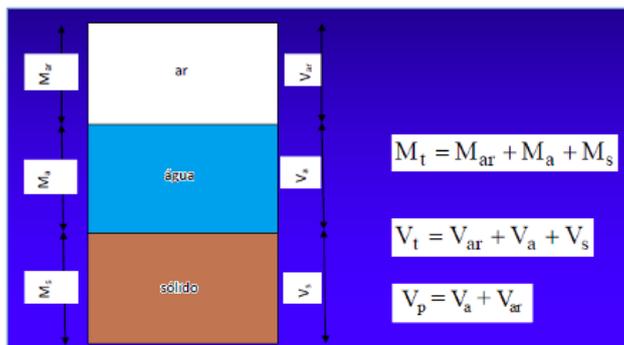


Figura 6.4: Representação teórica com separação das 3 fases da matéria que ocorrem no solo.

Aplicando o conceito de massa volúmica e de densidade obtemos a massa volúmica real (ρ_r) e a densidade real (d_r):

$$\rho_r = \frac{M_s}{V_s} \quad (6.3)$$

$$d_r = \frac{\rho_r}{\rho_a} \quad (6.4)$$

Por outro lado, se considerarmos a massa de solo seco (m_s , solo seco em estufa a 105 °C) e o volume aparente do solo (V_t), em vez do volume

das partículas sólidas (V_s), obtemos a massa volúmica aparente (ρ_{ap}) e a densidade aparente (D_{ap}):

$$\rho_{ap} = \frac{M_s}{V_t} \quad (6.5)$$

$$D_{ap} = \frac{\rho_{ap}}{\rho_a} \quad (6.6)$$

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:

$$\rho_{ap}(h) = \frac{M_h}{V_t} \Leftrightarrow \rho_{ap}(h) = \rho_{ap} (1 + \theta_g) \quad (6.7)$$

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 (η_t) 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. Com grande importância para a caracterização das propriedades hidrológicas do solo, temos a porosidade drenável ou efetiva (η_{dr}), que relaciona o volume de poros que não reteém água contra a força da gravidade. Temos assim, respetivamente:

$$\eta_t = \frac{V_p}{V_t} \quad (6.8)$$

$$\eta_{dr} = \frac{V_p - V_a}{V_t} \quad (6.9)$$

O volume de poros (V_p) também pode ser expresso relativamente ao volume da fase sólida (V_s), obtendo-se o índice de vazios (I_v): Temos assim, respetivamente:

$$I_v = \frac{V_p}{V_s} \quad (6.10)$$

Na Tabela 6.3 apresentam-se valores típicos da massa volúmica real (ρ_r), massa volúmica aparente (ρ_{ap}) e porosidade ($\eta_t = \phi$) 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 $\rho_r \approx 2,65 \text{ Mg m}^{-3}$ (densidade real, $d_r = 2,65$). 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 de solo e, portanto, menor volume de poros (para igual massa volúmica real). A relação em causa traduz-se pela seguinte expressão, obtida a

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)	2,65	0,9-1,4	65-50
B ou C, textura fina, compactos		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.

Tabela 6.3: Exemplos de valores da massa volúmica real, massa volúmica aparente e porosidade para alguns horizontes ou camadas do solo.

partir de 6.8 com $V_p/V_t = (V_t - V_s)/V_t$ e substituindo os volumes por massa, através das relações 6.5 e 6.7, respetivamente :

$$\eta_{dr} = 1 - \frac{\rho_{ap}}{\rho_r} \quad (6.11)$$

permitindo o cálculo da porosidade efetiva, isto é, do volume de poros efetivamente disponível para ser ocupado por água a partir de métodos simples de determinação da massa volúmica aparente e adotando um valor médio adequado para a massa volúmica real do solo (por exemplo: 2,65 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 segunda 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 bem como de fenómenos abióticos. Na Tabela 6.4 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.

Classes ¹	Limites ² ϕ_{eq} (μm)	Características gerais	Funções hidrológicas
Macroporos	> 75	Principalmente poros interagregados. Fazem parte da porosidade estrutural (bioporos, fendas de contracção).	Drenam facilmente. Muito importantes para a infiltração, drenagem e arejamento do solo.
Mesoporos	30-75	Muito sensíveis a acções mecânicas.	
Microporos	5-30	Principalmente poros intra-agregados.	Muito importantes para o armazenamento de água disponível para as plantas.
Ultramicroporos	0,1-5	Habitat de microorganismos e microfauna. Muito dependentes da textura e matéria orgânica do solo e pouco de acções 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.

Tabela 6.4: Classificação de poros adotada pela SSSA (2008).

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.

6.4 Indicadores de teor de água no solo

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:

$$\theta_{sol} = \frac{V_s}{V_t}; \theta_v = \frac{V_a}{V_t}; \theta_{ar} = \frac{V_g}{V_t} \quad (6.12)$$

O teor em água θ_v e o teor em ar θ_{ar} 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. Todos os teores de humidade apresentados se expressam em $[m^3/m^3] = [\%]$.

Humidade gravimétrica

O teor gravimétrico de água dos solos minerais, θ_g ($[g/g]$ ou $[kg/kg] = [\%]$), definido como a relação da massa da fase líquida (M_a) com a da fase sólida (M_s , solo seco a $105^\circ C$), é representado por:

$$\theta_g = \frac{M_a}{M_s} \quad (6.13)$$

A medição direta faz-se 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, pesada enquanto húmida e submetida a secagem até peso constante numa estufa a $105^\circ C$ e pesada novamente (Figura 6.5).

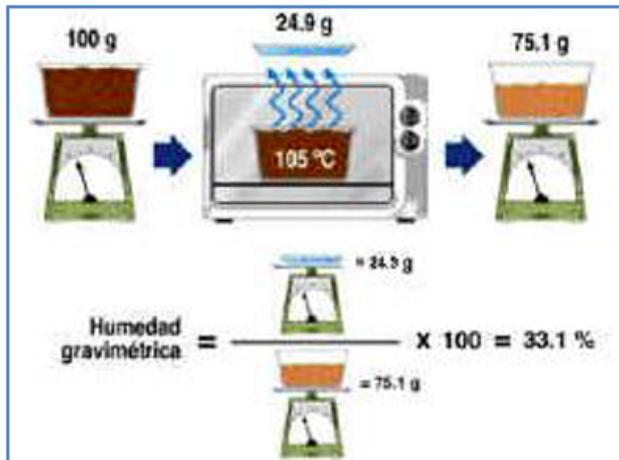


Figura 6.5: Exemplo de determinação da umidade gravimétrica.

Os dois valores das pesagens correspondem à massa total da amostra, M e à massa da fração sólida, M_s . O teor ou umidade gravimétrica do solo em água, θ_g , é calculado como sendo:

$$\theta_g = \frac{M_a}{M_s} \times 100 = \frac{M - M_s}{M_s} \times 100 \quad (6.14)$$

Umidade volumétrica

Considerando as diferenças de densidade aparente entre os diversos solos ou horizontes de um mesmo solo, idêntica percentagem de água, em peso, não representa igual quantidade numa mesma espessura de solo. Por esse motivo, é preferível exprimir o teor do solo em água pelo seu teor volumétrico. O uso de θ_v (volumétrico) em vez de θ_g (gravimétrico) é também mais conveniente por ser mais fácil na computação de fluxos e das quantidades de água adicionadas ao solo (quer pela rega ou chuva) ou perdas através da evapotranspiração e da drenagem. Contudo, como é mais fácil determinar massas do que volumes, pode calcular-se o teor volumétrico de água do solo, θ_v ($[\text{m}^3/\text{m}^3] = [\%]$), através das seguintes relações de massa:

$$\theta_v = \frac{V_a}{V_t} = \frac{M_a}{\rho_a} \frac{1}{V_t} = \frac{1}{\rho_a} \theta_g \frac{M_s}{V_t} \quad (6.15)$$

$$\theta_v = \theta_g \frac{\rho_{ap}}{\rho_a} = \theta_g \cdot D_{ap} \quad (6.16)$$

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 poros (por vezes também expresso em %):

$$S = \frac{V_a}{V_p} \quad (6.17)$$

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: $0,30 \leq \theta_s \leq 0,65$

O índice de saturação representa a proporção do espaço de vazios preenchido pela água, enquanto que a porosidade exprime a proporção do volume total do solo ocupada por espaços vazios. Daí se poder estabelecer a relação entre o índice de saturação e a porosidade do solo, tal que:

$$S = \frac{\theta_v}{\eta_t} \quad (6.18)$$

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 $\eta_t = \theta_v$).

6.5 Volume de água armazenado no perfil do solo

Por analogia com o modo como se exprime normalmente a altura pluviométrica ou a evaporação, pode quantificar-se 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_h representa a relação entre essa altura de água e a espessura z (profundidade) do solo (Figura 6.6).

$$\theta_h = \theta_v \cdot Z = \frac{m^3 \text{ água}}{m^3 \text{ solo}} = \frac{10^3 L \text{ água}}{m \cdot m^2 \text{ solo}} = 10^3 mm/m \quad (6.19)$$

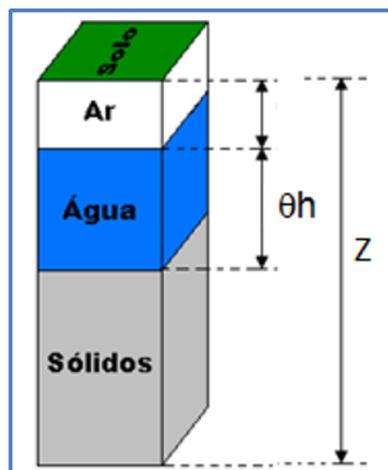


Figura 6.6: Altura de água contida numa coluna de solo de profundidade conhecida representando o volume de água por unidade de superfície.

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

$$A = \int_{z_0}^0 \theta(z) dz \quad (6.20)$$

em que $\theta(z)$ representa a distribuição dos teores do solo em água ao longo de uma vertical (profundidade) – perfil hídrico.

A variação de armazenamento ΔA (= entre as cotas altimétricas z_1 e z_2 , durante o intervalo de tempo $\Delta t = t_1 - t_2$, representada na Figura 6.7 pela superfície compreendida entre essas duas profundidades e os dois perfis hídricos correspondentes, e com ΔA representado por ΔS), será então:

$$\Delta A = \int_{z_1}^{z_2} \int_{t_1}^{t_2} \delta\theta \delta z \equiv \int_{z_1}^{z_2} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] dz \quad (6.21)$$

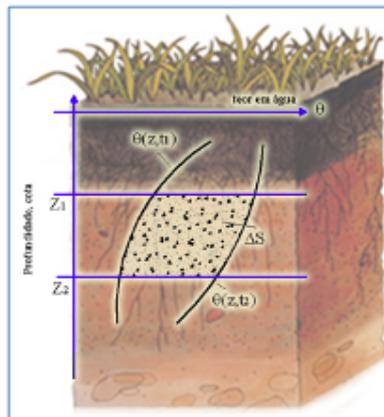


Figura 6.7: Variação de armazenamento entre os tempos t_1 e t_2 e as profundidades z_1 e z_2 .

Na prática a expressão (6.20) resolve-se por integração numérica, conhecendo os valores de θ para diferentes Z . Desta forma, o perfil de humidade para um determinado tempo, transforma-se num histograma, cuja área corresponde ao volume da água contido no solo naquele momento (Figura 6.8).

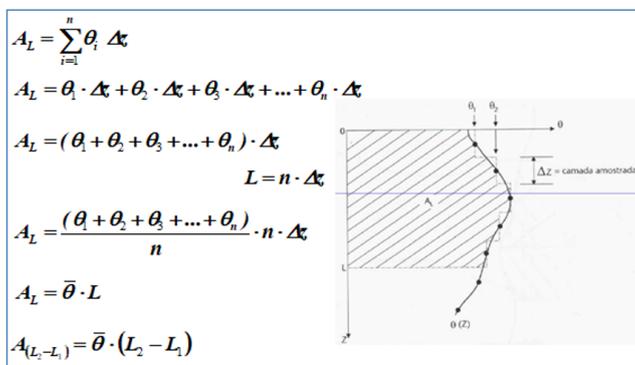


Figura 6.8: Cálculo do volume da água até à profundidade L , recorrendo à integração numérica do perfil hídrico amostrado.

6.6 Medição do teor de humidade do solo

A medição do teor de humidade do solo pode ser realizada de forma direta ou recorrendo a metodologias e instrumentos de medição indireta.

Métodos diretos

Considerando a medição direta, o método gravimétrico é o mais utilizado e método-padrão para calibração dos métodos indiretos, consistindo em amostrar o solo e, por meio de pesagens, determinar o teor gravimétrico de água, relacionando a massa de água com a massa de sólidos da amostra, ou a humidade volumétrica, relacionando o volume de água contido na amostra e o seu volume. (ver Secção 6.4 - Humidade gravimétrica e Humidade volumétrica).

Métodos indiretos

Recorrem ao uso de sensores que possibilitam a determinação do teor de humidade, em condições de campo, e a avaliação “instantânea” do estado hídrico do solo.

Os principais métodos indiretos baseiam-se na medição de grandezas físicas que variam com a humidade do solo. São o caso da atenuação de neutrões, a constante dielétrica do solo, a tensão da água no solo ou a resistência do solo à passagem de corrente elétrica.

Sonda de neutrões

Uma sonda de neutrões, colocada no solo através de um tubo de acesso de alumínio previamente instalado (Figura 6.9), contém um emissor de neutrões rápidos e um detetor de neutrões lentos. Quando os neutrões rápidos colidem com os átomos de hidrogénio da água, eles são dispersos e reduzem sua velocidade. O número de neutrões lentos medidos pelo detetor podem ser diretamente correlacionados com o conteúdo de água presente no solo. As medições obtidas pelas sondas de neutrões são precisas em solos minerais, desde que se proceda a calibração prévia para o solo em questão. No entanto, em solos orgânicos, o método é menos preciso porque os neutrões colidem com átomos de hidrogénio, combinados às substâncias orgânicas, ao invés da água.

Sondas eletromagnéticas - TDR (Time domain reflectometry)

A TDR mede dois parâmetros; (1) o tempo necessário para que um impulso eletromagnético se propague através de duas barras de transmissão paralelas, de metal, enterradas no solo e (2) o grau de dissipação do impulso quando ele colide com o solo. O tempo de movimento está diretamente relacionado à constante dielétrica do solo que, por sua vez é proporcional à quantidade de água. Através de calibração os valores de humidade volumétrica obtidos pelo método direto, são associado às leituras da sonda e aos valores da constante dielétrica (k_a) do solo (Figura 6.10).

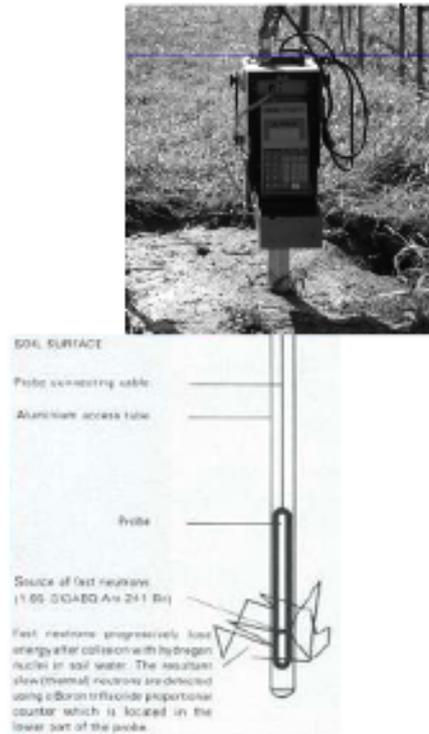


Figura 6.9: Sonda de neutrões.

Tipo de sensor	medições	Vantagens	Desvantagens
Sonda de neutrões (descontinuado na EU)	Indireta, mede a quantidade de hidrogénio no solo	Permite várias medições com rapidez, a várias profundidades e em vários locais da parcela	Custo do equipamento
		Elevada precisão, mas necessita de vários locais de leitura	As leituras dos primeiros 0.2 m são pouco fiáveis porque há perdas dos neutrões
			Necessita de uma correta instalação dos tubos de acesso
			Perigosidade por causa do material radioactivo
			Boa calibração da sonda

Tabela 6.5: Sonda de neutrões: Principais vantagens e desvantagens

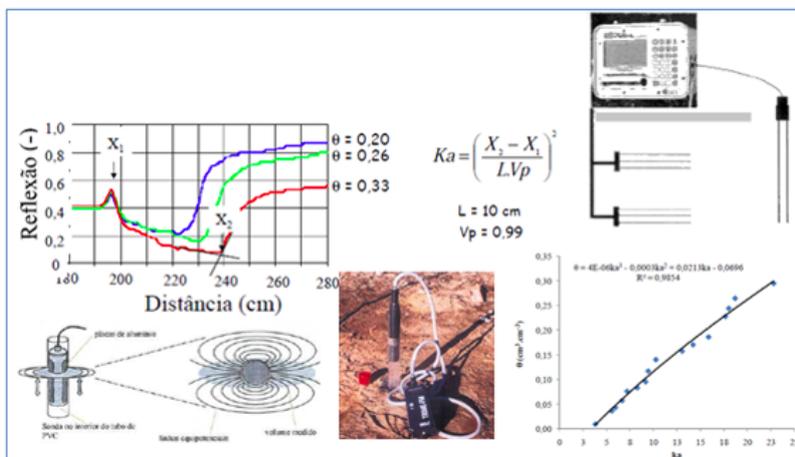


Figura 6.10: Medição da humidade volumétrica – sonda TDR.

Tipo de sensor	medições	Vantagens	Desvantagens
TDR	Mede a % do teor médio volumétrico de água	Permite repetidas leituras	Custo do equipamento
	Método preciso se calibrado e colocado correctamente	Rapidez	Dificuldade de instalação dos garfos quando na horizontal dado necessitar de abertura de trincheira para colocação em solo não perturbado
		A diferentes profundidades Em diferentes locais	
		Medições não são afetadas pela salinidade e são independentes da textura do solo	
		Leituras em continuo com multiplex	
		Leituras nas camadas superficiais são fidedignas	

Tabela 6.6: Sonda TDR: Principais vantagens e desvantagens

Sondas capacitivas - FDR (Frequency domain reflectometry)

As sondas FDR (de capacitância elétrica) criam um campo elétrico de alta frequência a partir dos sensores posicionados no tubo de acesso, previamente instalado no solo. A frequência, que se modifica por força do conteúdo de água e ar presente no solo, é correlacionada com o teor volumétrico de água a cada 10 cm de espessura do solo (Figura 6.11).

Estas sondas podem ser instaladas para medições em continuo com fiabilidade elevada das medidas.

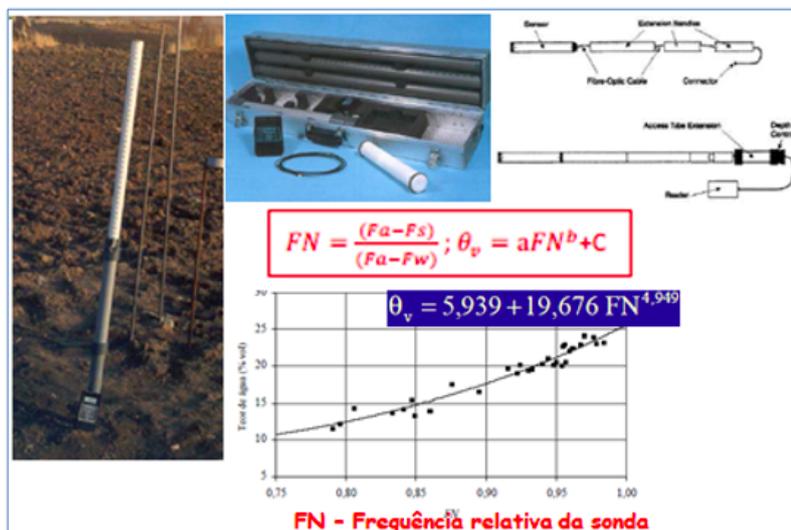


Figura 6.11: Medição da humidade volumétrica – sonda capacitiva (FDR).

Tensiómetros e blocos de resistência elétrica

Os tensiómetros e os blocos de resistência elétrica (blocos porosos) podem ser usados para quantificar variações da humidade do solo. No entanto, como são medidores do potencial de água no solo (potencial matricial) necessitam do estabelecimento prévio da curva característica de humidade do solo, $h(\theta_v)$ - ver ponto 7.

Tensiómetro - (Figura 6.12) é basicamente um tubo preenchido com água, fechado na sua extremidade inferior por uma cápsula porosa

Tipo de sensor	medições	Vantagens	Desvantagens
Sensores capacitivos FDR (DIVINER, Enviroscan)	Medem a capacitância do solo ou seja % do teor volumétrico de água de um cilindro de 0.1 m	Semelhantes às sondas de neutrões acrescido da não perigosidade uma vez que não é emitido material radioactivo	Custo elevado do equipamento
		Leituras não são afetadas pela salinidade ou pela textura do solo	Necessário boa instalação dos tubos de acesso (sem bolsas de ar)
		Medições são simples de obter	Necessidade de adequada calibração para as condições locais
		Monitorização em contínuo no caso da Enviroscan	

Tabela 6.7: Sonda FDR: Principais vantagens e desvantagens

de cerâmica e com sua extremidade superior fechada hermeticamente. Quando instalado, a água contida no seu interior move-se através da cápsula porosa, em direção ao solo, até que o potencial no tensiómetro equilibre ao potencial matricial do solo. A saída da água provoca vácuo que pode ser medido num manómetro. Quando o solo ganha humidade (chuva ou rega) a água entra no tensiómetro através da placa porosa até ao equilíbrio, reduzindo-se o vácuo ou a tensão registada pelo medidor. Os tensiómetros funcionam bem entre potenciais de 0 a -85 kPa, mas quando o solo seca além de -80 a -85 kPa, começam a registar falhas, porque há ar que passa através dos poros da cerâmica para o seu interior, reduzindo o vácuo.

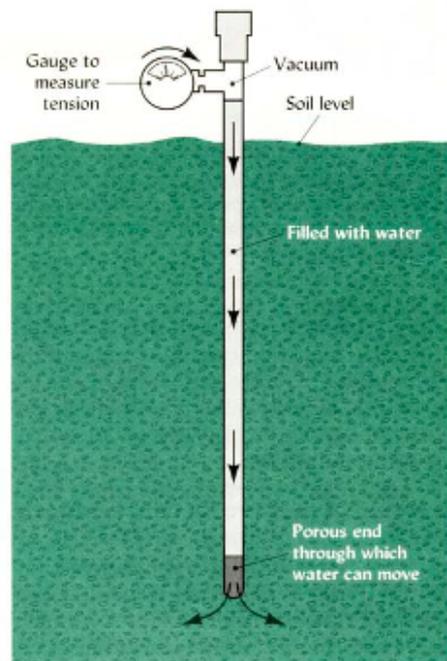


Figura 6.12: Tensiómetro.

Blocos de resistência elétrica - (Figura 6.13) são elementos porosos, com eléctrodos inseridos, cuja passagem de corrente elétrica entre estes é função não linear da tensão da água no solo. Os elementos porosos podem ser constituídos por blocos de gesso que requerem calibração

Tipo de sensor	medições	Vantagens	Desvantagens
Tensiómetros	Tensão ou potencial de água no solo, ou força com que a água é retida no solo	Resposta rápida	Necessita de ter curva de tensão da água no solo de modo a permitir apoio à rega
		Fácil leitura	Desferra em casos de elevado défice hídrico (elevado potencial mátrico)
		Fácil manipulação	Necessários vários tensiómetros (1 para cada profundidade)
		Leitura em contínuo	
		Elevada precisão de leituras	
		Baixo custo	

Tabela 6.8: Tensiómetro: Principais vantagens e desvantagens

individual periódica, já que sua resposta deteriora-se com o tempo, principalmente em solos onde a tensão de água é baixa e que causem importante solubilização e movimentação do cálcio e do sulfato (Ca^{2+} e SO_4^{2-}). Noutros equipamentos – **Watermak** – os eléctrodos estão inseridos numa matriz de material granular, envolta numa membrana sintética de protecção, contendo no seu interior uma pequena placa de gesso que vai reduzir a influência da salinidade do solo nas leituras. Os sensores watermark permitem estimativas do potencial da água no solo entre 0 e 2 bares (0 e 200 centibares ou kPa).



Figura 6.13: Blocos de gesso e Watermarks e respetivos medidores.

Tipo de sensor	medições	Vantagens	Desvantagens
Watermark	Resistência elétrica no meio envolvente à passagem de corrente elétrica entre dois elétrodos (baixa resistência=>leva dos teores de água no solo)	Iguais às dos tensiómetros	Condições de salinidade afetam as leituras
		Mais precisos do que os blocos de gesso	Menos apropriados para solos de texturas grosseiras
			Têm um desgaste maior

Tabela 6.9: Watermarks: Principais vantagens e desvantagens.

6.7 Indicadores do estado energético da água

O fluxo de água em meio poroso, como é o solo, é controlado por gradientes de potencial (carga hidráulica). O potencial e os seus gradientes, são grandezas físicas capazes de serem medidas em cada ponto do solo, e cujas propriedades determinam que os fluxos ocorram das zonas de maior para as de menor potencial.

O conceito de potencial da água do solo expressa a energia potencial específica da água do solo em relação à da água num estado de referência padrão. Essa energia pode vir expressa em:

- ▶ Energia por unidade de matéria – energia específica: J
- ▶ Energia por unidade de volume: $J/m^3 = N.m/m^3 = N/m^2 = Pa$ (pressão)
- ▶ Energia por peso: $J/N = N.m/N = m.ca$ (altura equivalente)

Potencial e carga hidráulica

A energia total por unidade de peso de fluido, E_{tp} , é dada pela a equação de Bernoulli em que os seus três termos representam, respetivamente, a soma das três componentes de energia – cinética, gravitacional e de pressão.

$$E_{tp} = H = \frac{v^2}{2g} + z + \frac{P}{\rho g} \quad (6.22)$$

A soma destas três componentes corresponde à energia total por unidade de peso, conhecida como carga hidráulica, H. Sendo as velocidades de escoamento extremamente baixas no solo, o primeiro termo da equação pode ser considerado nulo, e a equação pode ser simplificada para:

$$H = z + \frac{P}{\rho g} \quad (6.23)$$

Sabendo que a pressão, P , num dado ponto é igual ao peso da coluna água, de altura h , acima do ponto, por unidade de área, tem-se que $P = \rho gh$ e:

$$H = z + h \quad (6.24)$$

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

$$\psi = gz + \frac{p}{\rho} = \psi_g + \psi_p = gH \quad (6.25)$$

Assim, o potencial de energia em qualquer ponto do solo é simplesmente o produto da carga hidráulica, H , no ponto pela intensidade da aceleração da gravidade g , no ponto. Como g é praticamente constante na superfície terrestre, ψ e H , sendo ambos potenciais, são quase perfeitamente correlacionados e conhecer um é conhecer o outro. Sendo ψ , energia por unidade de massa e H energia por unidade de peso quando a unidade com que se quer trabalhar é representada em metro coluna de água (m.c.a) usa-se a carga hidráulica, $H = \psi/g$. 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, pressão (Pa ou MPa).

Potencial e carga hidráulica em solo saturado

Num solo saturado (com os poros cheios de água), a carga de pressão (h) identifica a pressão hidrostática, sempre positiva e definida como sendo a pressão exercida pelo peso da coluna de água entre o ponto de interesse z , no solo e o nível freático, ou seja, interface do solo saturado-não saturado (Figura 6.14). Na zona saturada:

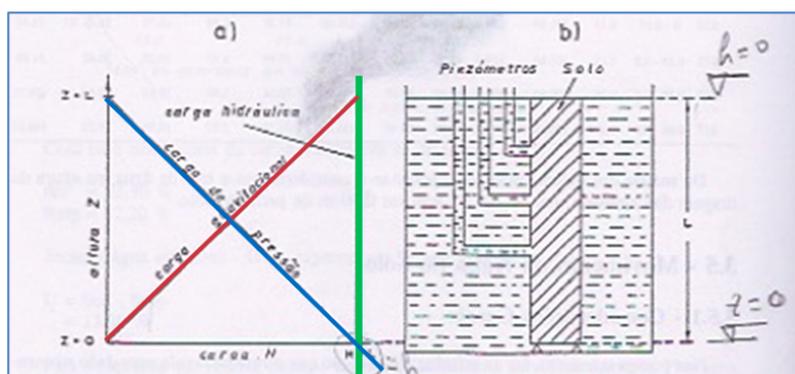


Figura 6.14: Perfis de carga hidráulica (ou potencial) em solo saturado.

Potencial e carga hidráulica em solo não saturado

Nos solos em que os poros estão apenas parcialmente cheios de água, isto é, não saturados (Figura 6.15), parte do espaço de vazios está preenchido por ar e o escoamento de água é caracterizado como não saturado ou parcialmente saturado. Na zona não saturada, o potencial de pressão,

ψ_p , é negativo e, geralmente, designado de potencial matricial, ψ_m (ou mátrico).

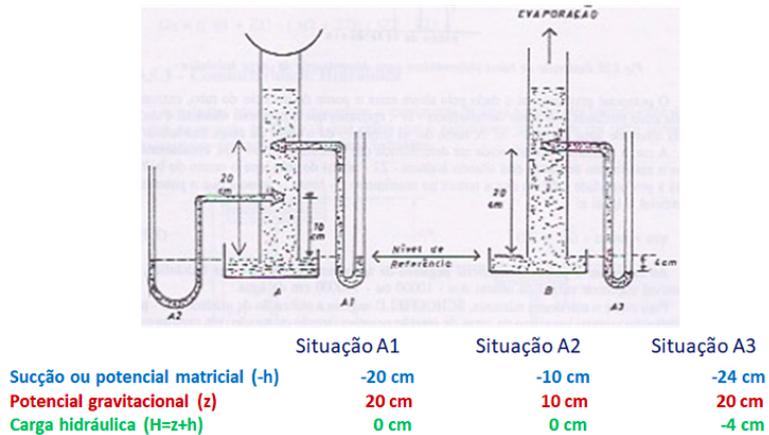


Figura 6.15: Perfis de carga hidráulica (ou potencial) em solo não saturado.

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

$$pF = \log |\psi_m| = \log(-h) \quad (6.26)$$

Na zona não saturada:

- ▶ Ocorre nas camadas de solo situadas acima do nível freático e da franja capilar.
- ▶ Os poros estão apenas parcialmente cheios de água e o teor do solo em água é menor do que o valor da porosidade total.
- ▶ O potencial de pressão ψ_p é inferior à pressão atmosférica e a correspondente carga é matricial e negativa.
- ▶ 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 matricial variam simultaneamente. Graficamente, esta relação $h(\theta)$ é representada por uma curva, denominada curva característica de humidade do solo. A Figura 6.16 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 um nível freático a pouca profundidade.

A forma da curva ou o seu inverso $\theta(h)$, é determinada pela textura e estrutura do solo e influenciada pela distribuição das cargas matriciais, como se ilustra na Figura 6.17:

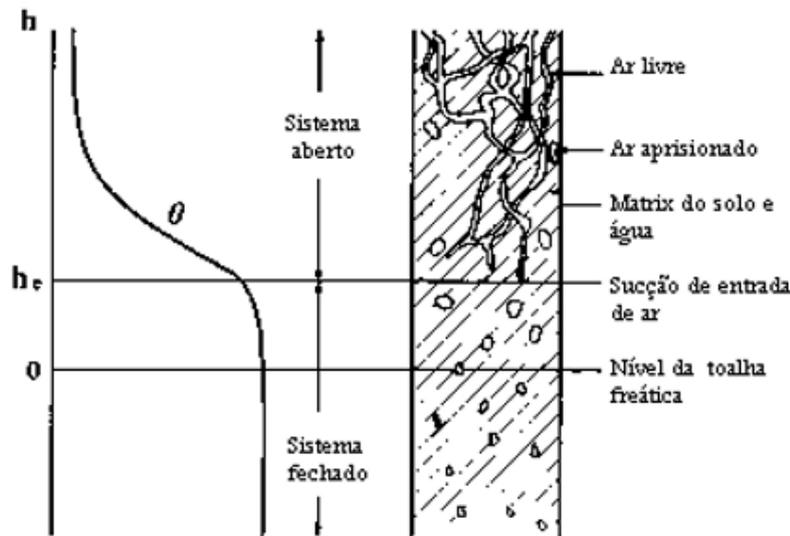


Figura 6.16: Representação esquemática da relação $h(\theta)$ no sistema solo-água. (Santos et al., 2017).

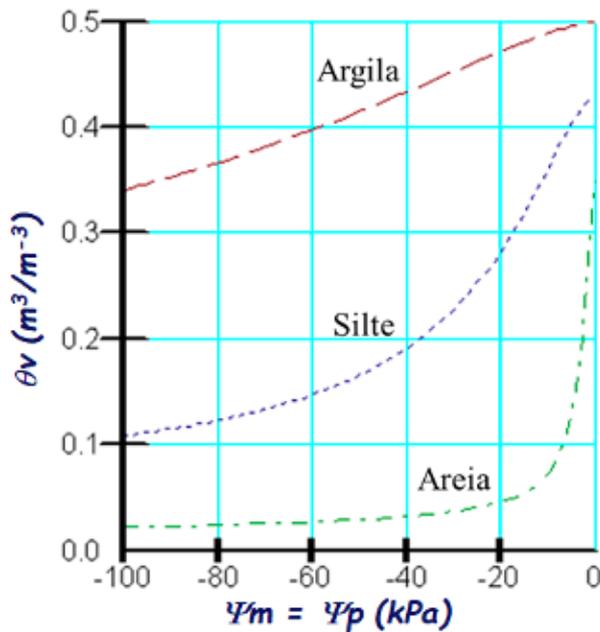


Figura 6.17: Curvas características de solos com diferentes texturas.

Valores especiais de umidade e de potencial

Para além capacidade máxima para a água (ou teor de água à saturação, já mencionado atrás) correspondente ao teor de água existente no solo quando todos os poros estão preenchidos com água, outros conceitos e definições relativos à umidade do solo foram desenvolvidos na ótica de uma utilização prática. Entre estes encontram-se os conceitos de coeficiente de emurchecimento permanente, de capacidade de campo e capacidade utilizável.

O coeficiente de emurchecimento permanente (θ_{ce}), ponto de emurchecimento ou percentagem mínima para crescimento é o teor de água que o solo fixa por adsorção nas superfícies das partículas de solo, para o qual as plantas murcham, mantendo-se nesse estado de forma permanente. Este teor é obtido em laboratório sujeitando uma amostra de solo a uma

força extrativa de 15 atm (15 *1 0,33 mca) ou pF 4,2.

Valores de θ_{ce} inferiores a 1% são comuns em areias podendo ultrapassar os 25% em solos argilosos (Tabela 6.10)

Classe textural	Teor de água (cm^3/cm^3)		
	Média	Máximo	Mínimo
Argilosa (A)	0,268	0,316	0,219
Argilo-Arenosa (AAr)	0,170	0,260	0,079
Argilo-Limosa (AL)	0,290	0,336	0,244
Arenosa (Ar)	0,021	0,073	0,001
Areno-Franca (ArF)	0,055	0,110	0,001
Franca (F)	0,128	0,169	0,086
Franco-Argilosa (FA)	0,219	0,267	0,172
Franco-Argilo-Arenosa (FAAr)	0,187	0,231	0,142
Franco-Argilo-Limosa (FAL)	0,218	0,284	0,152
Franco-Arenosa (FAr)	0,104	0,156	0,051
Franco-Limosa (FL)	0,142	0,205	0,078

Tabela 6.10: Valores médios, máximos e mínimos do teor de água do solo correspondente ao coeficiente de emurchimento permanente, por classe textural (Ramos et al., 2016).

A capacidade de campo (θ_{cc}) define-se 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 (24 a 48 horas após a rega). Este valor também pode ser estimado em laboratório para valores de sucção de cerca de 1/3 de atm (2,54 pF).

Valores de θ_{cc} inferiores a 3% são comuns em solos arenosos podendo ultrapassar os 45% em solos argilosos (Tabela 6.11)

Classe textural	Teor de água (cm^3/cm^3)		
	Média	Máximo	Mínimo
Argilosa (A)	0,368	0,417	0,320
Argilo-Arenosa (AAr)	0,256	0,347	0,166
Argilo-Limosa (AL)	0,443	0,490	0,397
Arenosa (Ar)	0,127	0,179	0,075
Areno-Franca (ArF)	0,236	0,290	0,181
Franca (F)	0,269	0,310	0,227
Franco-Argilosa (FA)	0,314	0,362	0,266
Franco-Argilo-Arenosa (FAAr)	0,279	0,323	0,234
Franco-Argilo-Limosa (FAL)	0,392	0,458	0,326
Franco-Arenosa (FAr)	0,278	0,331	0,226
Franco-Limosa (FL)	0,313	0,376	0,250

Tabela 6.11: Valores médios, máximos e mínimos do teor de água do solo correspondente à capacidade de campo, por classe textural (Ramos et al., 2016).

Determinação da capacidade de retenção de água no solo

Métodos diretos

O teor de água correspondente à capacidade de campo pode ser determinado no campo ou no laboratório. No campo, o solo é humedecido até à saturação e deixado a drenar depois coberto com um revestimento impermeável de modo a evitar a evaporação. Finda a drenagem, a capacidade de campo é atingida, são recolhidas amostras não perturbadas, ou seja, amostras que conservem o mais possível as suas características naturais, nomeadamente a estrutura do solo (Figura 6.18). Em laboratório as amostras são saturadas, colocadas dentro de uma panela de pressão (Figura 6.19) e sujeitas a uma pressão equivalente de -100 e -330 cm (-10 e

-33 kPa), até que o equilíbrio seja também atingido entre o teor de água na amostra e a pressão exercida. Por gravimetria, determina-se o teor de humidade das amostras.



Figura 6.18: Colheita de amostras não perturbadas. (a) Exemplo de cilindros usados na colheita de amostras não perturbadas; (b) cilindros enterrados num horizonte/camada de solo; (c) processo de colheita das amostras de maior dimensão; e (d) amostra não perturbada (Ramos et al., 2016).

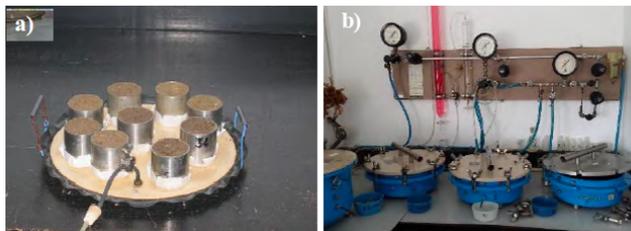


Figura 6.19: Métodos laboratoriais usados na determinação dos teores de água correspondentes à capacidade de campo e ao coeficiente de emurchecimento permanente. (a) amostras de solo não perturbadas sobre a placa de cerâmica usada para extrair a água das placas de pressão (b).

O teor de água correspondente ao coeficiente de emurchecimento permanente é apenas determinado em laboratório. As amostras são colocadas dentro de placas de pressão e sujeitas a uma pressão equivalente de -15000 cm (-1500 kPa), aproximadamente. Quando o equilíbrio entre o teor de água na amostra e a pressão exercida é estabelecido, o teor humidade é obtido gravimetricamente.

Métodos indiretos - funções de pedotransferência

Dada a complexidade que envolve a determinação direta das constantes de humidade do solo, usam-se funções de pedotransferência que procuram estabelecer relações entre a capacidade de retenção de água do solo e as suas propriedades mais básicas e fáceis de determinar, nomeadamente as frações granulométricas (textura) e o teor de matéria orgânica do solo. Estas funções podem assumir diversas formas, incluindo simples tabelas relacionais, equações de regressão múltipla ou algoritmos matemáticos mais ou menos complexos. A título de exemplo, apresentam-se as pedofunções propostas por Saxton e Rawls (2006) com base na informação obtida em cerca de 1700 amostras de solos de vários tipos.

Capacidade de campo:

$$C_c = \beta + (1,283\beta^2 - 0,374\beta - 0,015)$$

Com:

$$\beta = -0,251 \times S + 0,195 \times C + 0,011 \times MO \\ + 0,006(S \times MO) - 0,027(C \times MO) + 0,452(S \times C) + 0,299$$

Coefficiente de emurchecimento:

$$C_e = \alpha + (0,14\alpha - 0,02)$$

Com:

$$\alpha = -0,24 \times S + 0,487 \times C + 0,006 \times MO \\ + 0,005(S \times MO) - 0,013(C \times MO) + 0,068(S \times C) + 0,031$$

Capacidade utilizável (água disponível total)

Os conceitos de capacidade de campo e de coeficiente de emurchecimento são extensivamente utilizados na prática da rega, por estarem ligados à quantificação da água armazenada no solo, até uma determinada profundidade. A água contida no solo correspondente à diferença entre a água armazenada θ_{cc} e θ_{ce} na espessura z de solo, define a água potencialmente utilizável pelas plantas - capacidade utilizável - CU (mm):

$$CU_z = (\theta_{cc} - \theta_{ce}) \cdot z \quad (6.27)$$

Classes texturais		Teores de humidade (% de vol.)			cu (mm/m) 10.(Cc-Ce)
		Sat.	Cc	Ce	
Textura ligeira	Arenoso	32 - 42	10 - 15	3 - 6	60 - 70
	Areno-franco	32 - 47	12 - 18	4 - 10	70 - 90
	Franco-arenoso	34 - 51	17 - 26	6 - 13	110 - 130
Textura média	Franco	42 - 51	22 - 31	9 - 16	130 - 150
	Franco-limoso	42 - 55	23 - 34	8 - 15	150 - 190
	Limoso	42 - 55	30 - 32	9 - 11	200 - 220
	Franco-argilo-limoso	40 - 49	20 - 30	13 - 19	80 - 120
Textura pesada	Franco-argiloso	47 - 51	28 - 38	16 - 22	120 - 160
	Franco-limo-argiloso	49 - 53	32 - 40	16 - 23	160 - 180
	Argilo-arenoso	47 - 52	28 - 40	20 - 30	90 - 100
	Argilo-limoso	49 - 55	38 - 50	22 - 36	150 - 160
	Argiloso	51 - 58	39 - 55	30 - 45	100 - 130

Adaptado de Pereira (2004)

Tabela 6.12: Valores indicativos do teor de humidade à saturação (Sat.), capacidade de campo (Cc), coeficiente de emurchecimento (Ce) e capacidade unitária de retenção (cu).

Relações água, solo e planta

A capacidade utilizável é uma característica do solo que quantifica a água no solo potencialmente disponível para uso das plantas. No entanto, esta informação não é suficiente para determinar a quantidade de água extraível pelas plantas, já que a quantidade efetivamente mobilizada depende da solicitação atmosférica do local e dos padrões de extração radicular próprios de cada planta, para além das características físicas e químicas do solo. Quando o teor de água no solo se reduz no sentido do

C_e , as plantas não conseguem manter a procura evaporativa e entram e stress hídrico (Figura 6.20). Tal ocorre para um limiar de humidade do solo específico para cada planta/cultura – teor crítico – que define a fração p (Tabela 6.13) da água do solo extraível da zona radicular sem que ocorra stress hídrico e a produção venha diminuída – capacidade facilmente utilizável ou água facilmente disponível ou reserva facilmente disponível - RFU (mm).

$$RFU = p \times CUz = 1000(\theta_{cc} - \theta_{ce}) \cdot z \quad (6.28)$$

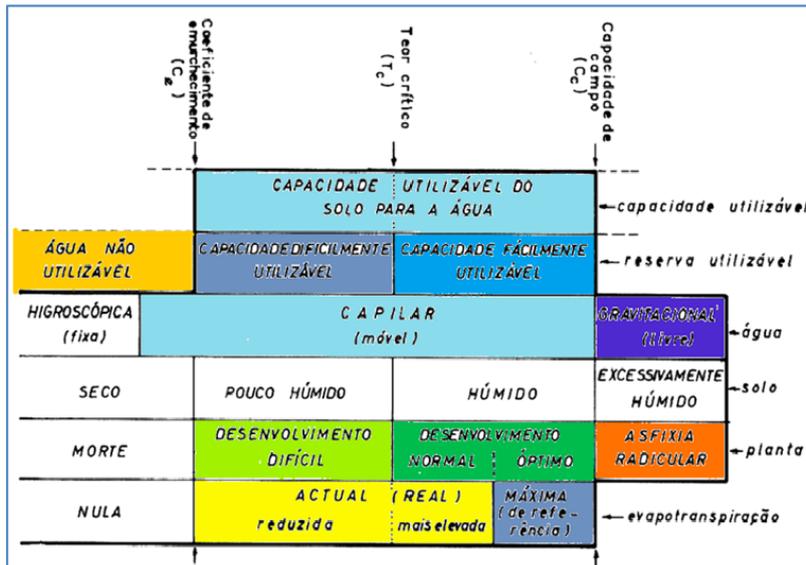


Figura 6.20: Relações água, solo e planta.

Culturas	p	Culturas	p
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

Tabela 6.13: Valores da fração p para várias culturas.

6.8 Fluxos e transporte de água no solo

O 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. A dinâmica é assim caracterizada pelo chamado transporte de massa ou fluxo Darciano, um processo passivo que possibilita a deslocação global da fase líquida.

Movimento de água em solo saturado

A água move-se no sentido que lhe permite ocupar o estado de menor potencial total. Aquele movimento é regido pela lei de Darcy, que para o movimento vertical é expressa por:

$$q = -K_S \frac{dH}{dz} \quad (6.29)$$

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 designado de gradiente hidráulico. K_S é uma constante de proporcionalidade e uma propriedade do solo conhecida por condutividade hidráulica saturada. Como dH e dz têm dimensões de [L], então K_S terá as dimensões de velocidade [LT^{-1}]. O sinal negativo na equação denota que a carga diminui à medida que z aumenta, ou seja, a direção do escoamento e do fluxo corresponde à do potencial total decrescente.

O valor de K_S reflete a maior ou menor facilidade com que a água se escoar num determinado solo e depende, essencialmente, das suas características texturais (Tabela 6.14).

Textura	K_S (m d ⁻¹)	K_S (cm h ⁻¹)
Arenosa	15	62.5
Areno franca	13.5	56.3
Franco arenosa	3.0	12.5
Franco limosa	0.6	2.5
Franca	0.6	2.5
Franco arcillo arenosa	0.54	2.3
Franco arcillo limosa	0.15	0.6
Franco arcillosa	0.21	0.9
Arcilla arenoso	0.19	0.8
Arcillo limosa	0.09	0.4
Arcillosa	0.11	0.5

Tabela 6.14: Valores da condutividade saturada.

A determinação da condutividade hidráulica pode ser realizada em laboratório, através de uso de permeâmetros, resolvendo a equação de Darcy em ordem a K_S . Na Figura 6.21 mostra-se, esquematicamente, um permeâmetro de carga constante para determinação da condutividade hidráulica saturada resolvendo a equação (6.30).

$$K_S = \frac{V}{A\Delta t \left[\frac{h+L}{L} \right]} \quad (6.30)$$

onde o fluxo médio, K_S , é a condutividade hidráulica saturada (cm/h), h , corresponde ao valor da carga (cm), L , é a altura do cilindro de solo

(cm), t corresponde ao tempo, em horas desde o início da recolha da água drenada até à medição final do volume (V) recolhido (cm^3) e A , a área da secção transversal do cilindro (cm^2).

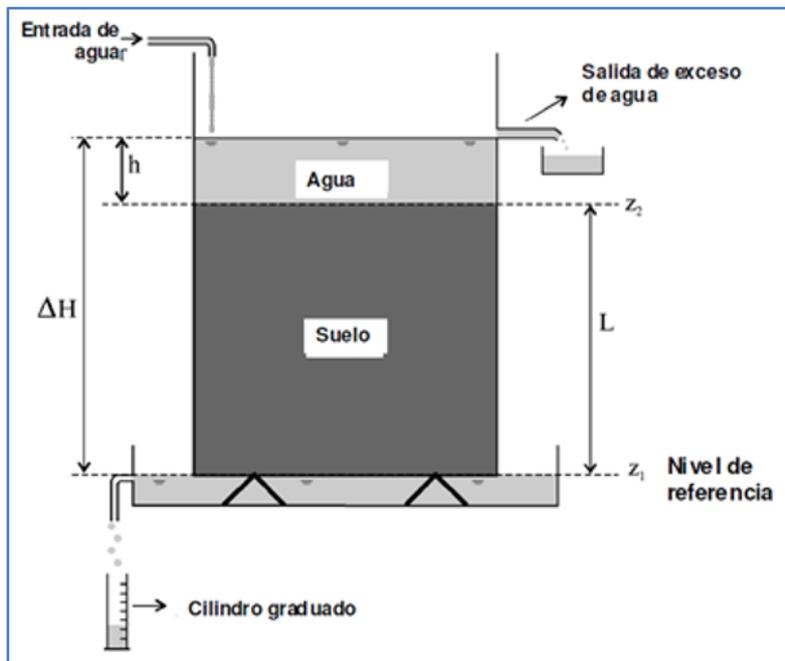


Figura 6.21: Permeâmetro de carga constante.

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. Contudo neste caso a condutividade hidráulica da lei de Darcy, depende do teor em água do solo.

Nos escoamentos verticais 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, os três casos mais comuns de escoamento são os que se apresentam na Figura 6.22.

- ▶ **Situação 1) O potencial total diminui em profundidade:** o escoamento 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 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 não existe a essa profundidade e o escoamento é ascendente acima do plano que contém o ponto (plano de fluxo nulo) e descendente abaixo dele.

Esta última situação apresenta-se geralmente a seguir a uma chuvada ou rega e deve-se à existência simultânea de evaporação à superfície e de redistribuição em profundidade. Com o desenrolar do tempo, o plano de

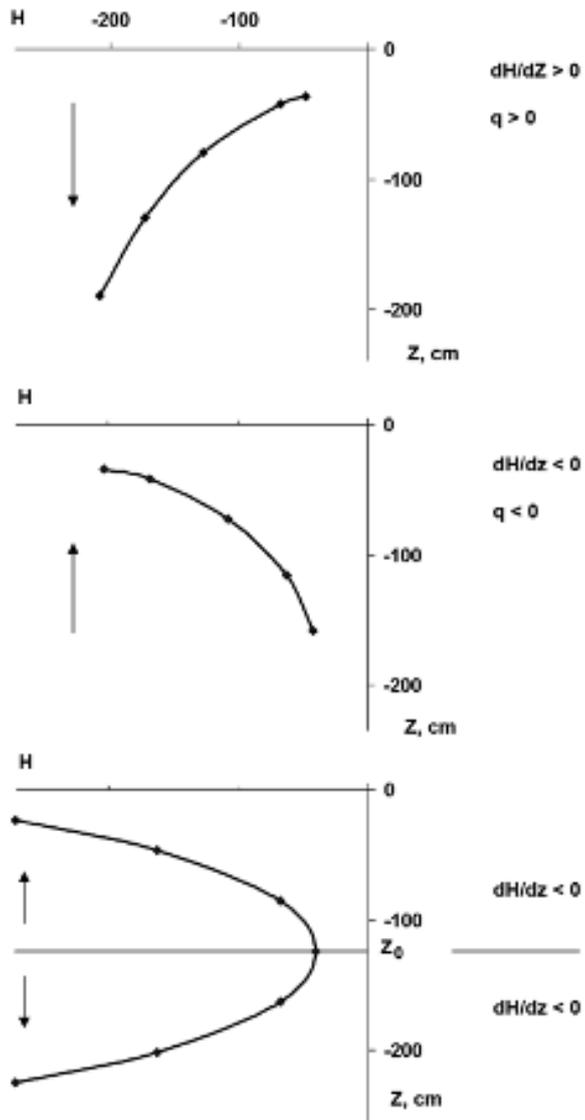


Figura 6.22: Perfis de carga total – escoamento descendente, ascendente e redistribuição.

fluxo nulo desloca-se em direção à profundidade e a curvatura do perfil de carga total diminui.

6.9 Infiltração e taxa de infiltração de água no solo

Ao movimento da água desde a superfície do solo até ao interior deste, após uma chuvada ou uma rega, dá-se o nome de infiltração. É um conceito de extrema importância, uma vez que a intensidade com que a água pode ser aplicada num solo sem que haja escoamento superficial é determinada a partir do conhecimento da capacidade de infiltração.

A taxa de infiltração é o volume de água que entra no solo por unidade de tempo e por unidade de área; é expressa em altura de água infiltrada por unidade de tempo (mm/h, cm/h, cm/dia) e o seu valor depende da taxa de aplicação da água ou se esta não for limitada, depende da infiltrabilidade do solo.

A capacidade de infiltração ou infiltrabilidade do solo é o fluxo de água que o solo pode absorver a partir da sua superfície, quando em contacto com a água à pressão atmosférica (ou seja sem limite de fornecimento de água). A infiltrabilidade depende das características do perfil do solo, nomeadamente do teor de humidade inicial, da textura, da estrutura e também da uniformidade do solo (por ex: se o solo for composto por horizontes, com diferenças significativas de textura, a infiltrabilidade é menor do que num solo homogéneo). A infiltrabilidade do solo não permanece constante durante todo o processo, decresce com o tempo.

Processo de infiltração

A infiltração faz-se sob combinação dos gradientes de sucção e gravitacional. A modificação brusca das condições de pressão da superfície do solo no início de uma precipitação ou submersão faz aparecer um gradiente de sucção muito elevado nos primeiros centímetros de solo. À medida que a zona molhada se desenvolve em profundidade a distância sobre a qual atua a diferença de sucção aumenta, diminuindo o gradiente de sucção, que se torna cada vez mais fraco até que o escoamento acabar por se fazer apenas sob o efeito de um gradiente unitário gravitacional (movimento vertical).

Com a entrada de água à superfície, o perfil de humidade tende para a saturação em toda a profundidade – percolação. Quando deixa de haver infiltração, a humidade no interior do solo redistribui-se, evoluindo para um perfil de humidade inverso, com menores teores de humidade próximo da superfície e maiores nas camadas mais profundas – drenagem (Figura 6.23).

A taxa de infiltração (Figura 6.24) decresce rapidamente e tende assintoticamente, se o processo for suficientemente longo, para uma taxa praticamente constante, designada por capacidade de infiltração final que coincide com a condutividade hidráulica saturada do solo (Figura 6.25).

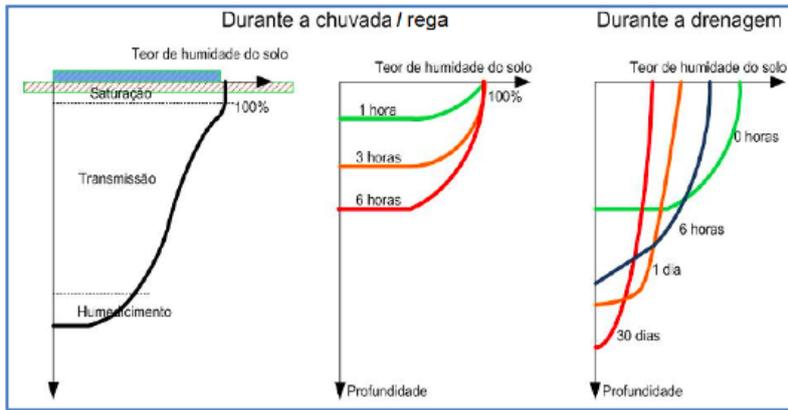


Figura 6.23: Distribuição da água no perfil do solo.

Tipo de solo:	Taxa de infiltração (mm/h):
Arenosos	>20
Arenosos e limosos	10-20
Francos	5-10
Argilosos	1-5
Argilosos sódicos	<1

Fonte: Hillel, D., 1998

Tabela 6.15: Taxas de infiltração final para vários tipos de solo.

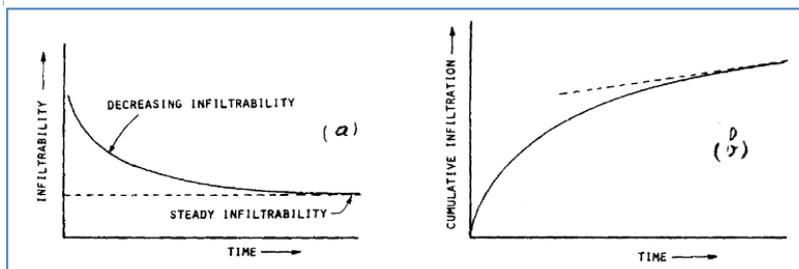


Figura 6.24: Variação da taxa de infiltração (a) e da infiltração acumulada (b) com o tempo, sob saturação à superfície (Hillel, 1980).

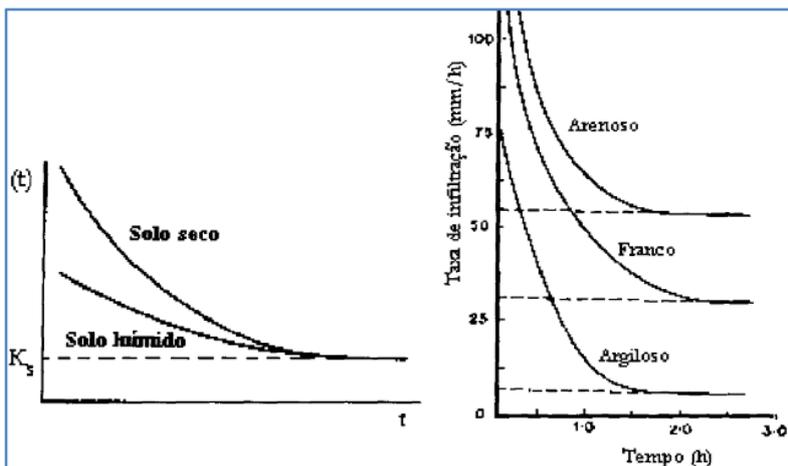


Figura 6.25: Variação da taxa de infiltração com o tempo, sob saturação à superfície, até infiltração constante numa situação de solo húmido e seco, à esquerda, e perante solos com diferentes texturas, à direita.

Equações de infiltração

O processo de infiltração da água na superfície do solo pode ser descrito através de várias fórmulas matemáticas cujos parâmetros podem ser física ou empiricamente obtidos (métodos experimentais). Se indicarmos por I o volume acumulado infiltrado (mm) para o tempo t e por i (mm/h)

a respetiva taxa de infiltração (infiltrabilidade), a sua formulação genérica vem:

$$I = \int_0^t i \partial t \quad (6.31)$$

e

$$i = \frac{\partial I}{\partial t} \quad (6.32)$$

e as fórmulas que aqui vamos considerar são:

1. Equação de Philip (1957)

$$I = St^{0,5} + Ct \quad (6.33)$$

onde S , é um parâmetro que Philip denominou “sorptivity” e Mello (1984) traduziu para português como sorvidade [$LT^{-3/2}$], e C um segundo parâmetro dependente do teor de água no solo [LT^{-1}]. A 1ª derivada desta equação em ordem ao tempo resulta na infiltrabilidade:

$$i = \frac{1}{2}St^{0,5} + C \quad (6.34)$$

2. Equação de Kostiakov (1932)

$$I = a_1 t^{b_1} \quad (6.35)$$

onde a_1 e b_1 são parâmetros empíricos, com os seguintes domínios: $a_1 > 0$ e $0 < b_1 < 1$. Derivando vem a infiltrabilidade:

$$i = at^b \quad (6.36)$$

em que $a = a_1 b_1$ e $b = b_1 - 1$.

O principal inconveniente que se tem apontado a esta equação é o facto de i tender para zero à medida que t tende para infinito, quando a maior parte dos solos apresenta, após algum tempo de infiltração, tendência para estabilizar i num valor constante, maior que zero – taxa de infiltração final estabilizada.

3. Equação de Kostiakov-Lewis (1937)

A equação de Kostiakov foi modificada por Lewis (1937) tal que:

$$I = a_1 t^{b_1} + i_f t \quad (6.37)$$

onde i_f representa a infiltrabilidade final ou estabilizada.

Derivando em ordem ao tempo, vem:

$$i = at^b + i_f \quad (6.38)$$

com $a = a_1 b_1$ e $b = b_1 - 1$.

4. Equação de Horton (1933)

$$I = I_f t - \frac{i_i - i_f}{c_1} (1 - e^{-c_1 t}) \quad (6.39)$$

onde i_f representa a infiltrabilidade final, i_i é a taxa de infiltração inicial ($t = 0$), c_1 é uma constante empírica característica do solo e do coberto. Derivando, vem a infiltrabilidade:

$$i = i_f + (i_i - i_f) e^{-c_1 t} \quad (6.40)$$

Na Figura 6.26 mostram-se várias equações de infiltração ajustadas aos dados obtidos num ensaio de campo.

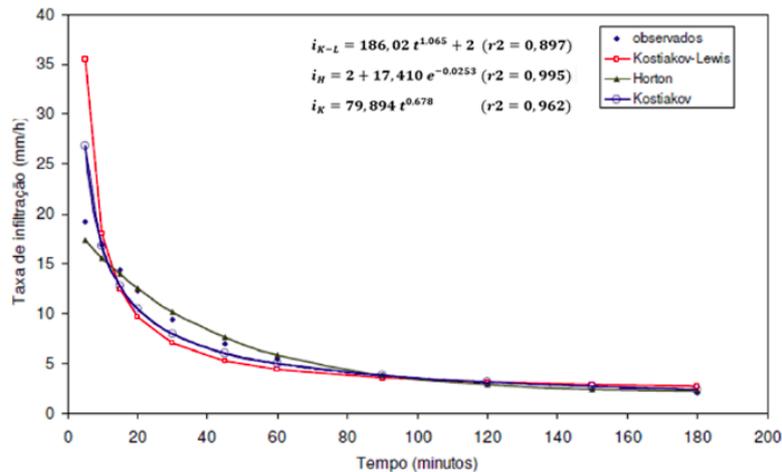


Figura 6.26: Equações de infiltração (infiltrabilidade) ajustadas aos dados obtidos em ensaio de campo.

Métodos de medição da infiltração

Método do duplo anel

É o método mais utilizado. Consiste em cravar dois anéis concêntricos no solo para que a o anel exterior compense a infiltração lateral. Regista-se o volume de água que se vai fornecendo ao anel central e os respetivos tempos (Figura 6.27).

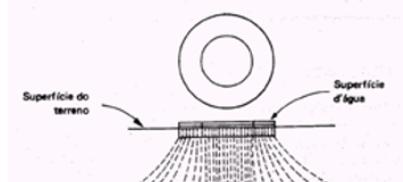


Figura 6.27: Determinação da infiltração com a utilização de anéis concêntricos (infiltrómetro de duplo anel).

Método do sulco infiltrómetro

É um método mais adequado à determinação da infiltrabilidade, que o método do duplo anel, quando se pretende dimensionar um sistema de rega por sulcos. Consta em fornecer água ao sulco, de forma a manter o nível, e proceder ao registo de volumes e dos respetivos tempos. Também se pode optar por um método de medição mais simplificado que consta apenas do registo do rebaixamento do nível de água, no final de um tempo longo de infiltração (Figura 6.28).

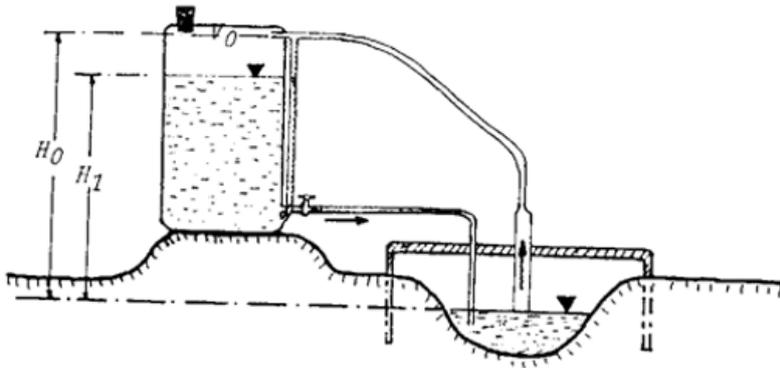


Figura 6.28: Esquema do infiltrómetro de sulco bloqueado com tambor de vácuo transversal ao sulco (Serralheiro,1988).

Apresentação dos dados de medição da infiltração

O formato mais frequente de apresentar a infiltrabilidade da água no solo é sob a forma de equação que se obtêm normalmente por regressão entre os volumes de água infiltrados e os respetivos tempos infiltração obtidos nos ensaios de campo. Na Tabela 6.16 apresenta-se o tratamento dos dados de campo obtidos num ensaio de infiltração com infiltrómetro de duplo anel (valores a amarelo) que levou à determinação das equações de infiltração ($I(t)$ e $i(t)$) de Kostiakov (a mais utilizada em Portugal) que são apresentadas também em gráfico (Figura 6.29).

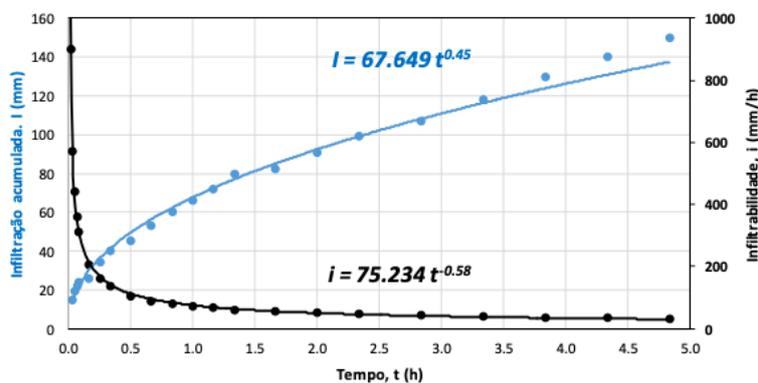


Figura 6.29: Apresentação dos dados de medição da infiltração.

Tabela 6.16: Apresentação dos dados de medição da infiltração.

t (h)	t (min)	Leitura na régua (cm)	Δt (min)	Δ Inf. (mm)	Inf._Acum. (mm)	Taxa de Infiltração (mm/min)	Taxa de Infiltração (mm/h)	Infiltrabilidade (mm/h)
0.00	0	5		0	0			
0.02	1	3.4/5	1	15	15	15.0	900	900
0.03	2	4.6	1	4	19	4.0	240	570
0.05	3	4.3	1	3	22	3.0	180	440
0.07	4	4.1	1	2	24	2.0	120	360
0.08	5	3.9/5	1	2	26	2.0	120	312
0.17	10	4.2	5	8	34	1.6	96	204
0.25	15	3.6/5	5	6	40	1.2	72	160
0.33	20	4.5	5	5	45	1.0	60	135
0.50	30	3.7/5	10	8	53	0.8	48	106
0.67	40	4.3	10	7	60	0.7	42	90
0.83	50	3.7	10	6	66	0.6	36	79
1.00	60	3.1/5	10	6	72	0.6	36	72
1.17	70	4.2	10	8	80	0.8	48	69
1.33	80	4	10	2	82	0.2	12	62
1.67	100	3.1/5	20	9	91	0.5	27	55
2.00	120	4.2	20	8	99	0.4	24	50
2.33	140	3.4/5	20	8	107	0.4	24	46
2.83	170	3.8/5	30	11	118	0.4	22	42
3.33	200	3.9/5	30	12	130	0.4	24	39
3.83	230	4	30	10	140	0.3	20	37
4.33	260	3.0/5	30	10	150	0.3	20	35
4.83	290	4	30	10	160	0.3	20	33

6.10 Exercícios de aplicação

Exercício 1

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:

- O volume total aparente;
- O teor de água volumétrico;
- O teor de água ponderal, ou gravimétrico;
- A altura equivalente de água do solo;
- A porosidade efetiva do solo.

Exercício 2

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

Exercício 3

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 massa de solo seco;

b) a massa de água retida no solo.

Exercício 4

Numa área experimental cultivada com tomate, a humidade volumétrica do solo foi determinada em várias profundidades e em duas épocas diferentes:

Profundidade	10-04-2016	17-04-2016
Z (m)	θ (cm ³ .cm ⁻³)	
0 - 10	0,503	0,470
10 - 20	0,486	0,425
20 - 30	0,425	0,382
30 - 40	0,395	0,342
40 - 50	0,387	0,335

- Trace os perfis de humidade no solo para os dias 10 e 17/04;
- Determine o armazenamento de água na última camada do solo para o dia 10/04;
- Determine o consumo de água da cultura entre os dias 10 e 17/04, sabendo-se que neste período não houve rega nem choveu.

Exercício 5

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

- calcule o pF que corresponde ao coeficiente de emurchecimento;
- calcule o pF que corresponde à capacidade de campo;
- Escreva a pressão negativa correspondente à capacidade de campo (pressão matricial ou carga matricial), em bar; atmosfera; m.c.a; mm; Pa; MPa.
- Escreva a pressão negativa correspondente ao coeficiente de emurchecimento (pressão matricial ou carga matricial), em bar; atmosfera; m.c.a; mm; Pa; MPa.

Exercício 6

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

- 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 $0,502 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, respetivamente. Nessas condições em que a condutividade hidráulica do solo é de $0,05 \text{ cm}/\text{dia}$, diga: Qual é a direção do fluxo de água entre 10 e 40 cm? Qual é a intensidade do fluxo de água?

Exercício 7

Num dado solo mediu-se o teor de água no solo (cm^3/cm^3) num dado dia e obtiveram-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.

Exercício 8

a) Calcule a capacidade utilizável, CU , para a cultura do milho, sabendo que a profundidade radical em Junho é $1,2 \text{ m}$ e a D_{ap} do solo é de $1,30$. As características do solo estão no quadro abaixo.

Camada	Profundidade, cm	C_c (p/p)	C_e (p/p)
A	0-25	0,34	0,20
B1	25-60	0,40	0,33
B2	60-120	0,30	0,25

- b) Sabendo que, p , para o milho é $0,6$, calcule a água facilmente disponível para as plantas;
- c) Considerando que o solo está a coeficiente de emurchecimento, calcule a dotação que deve ser aplicada para colocar o solo a capacidade do campo, nas seguintes condições:
- Mês de Maio: milho em fase inicial de crescimento: profundidade de raízes: 25 cm ;
 - Mês de Agosto: milho em floração: profundidade de raízes: 115 cm .
- d) Considerando que a E_a (eficiência de aplicação) do seu sistema de rega é 80% , qual deve ser a dotação total aplicada em cada caso da alínea c);

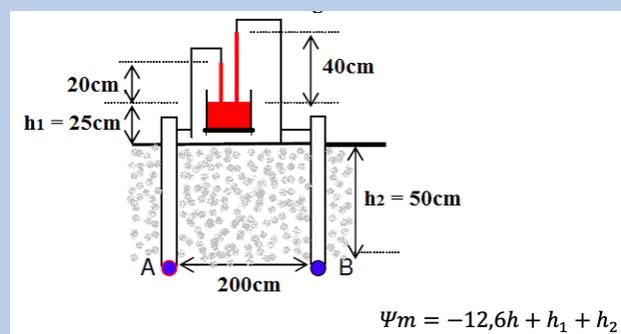
e) Considerando que a área semeada é de 20 ha, calcule a necessidade total de água (volume) para regar estes campos;

f) Assumindo que a necessidade de água para a cultura do milho em Maio é de 5 mm/dia e em Agosto é de 8 mm/dia, calcule o intervalo de rega, utilizando os dados da alinha c);

g) Se em vez de milho tivesse cultivado alface, com uma profundidade radical de 30 cm, e um p de 0,3, qual seria o intervalo de rega, utilizando os dados da alinha anterior?

Exercício 9

Dados os tensiómetros de mercúrio instalados de acordo com a figura, determine o fluxo, q (m/dia), entre os pontos A e B ($K_s = 0,50$ cm/min). Qual o sentido do eventual movimento da água no solo?

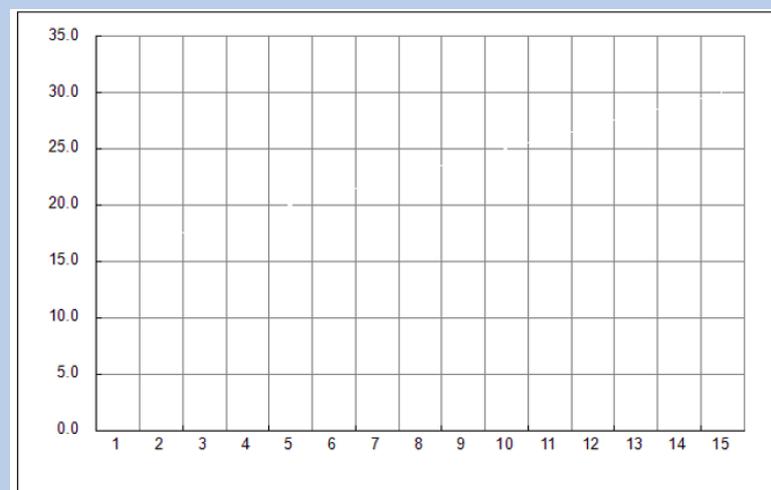


Exercício 10

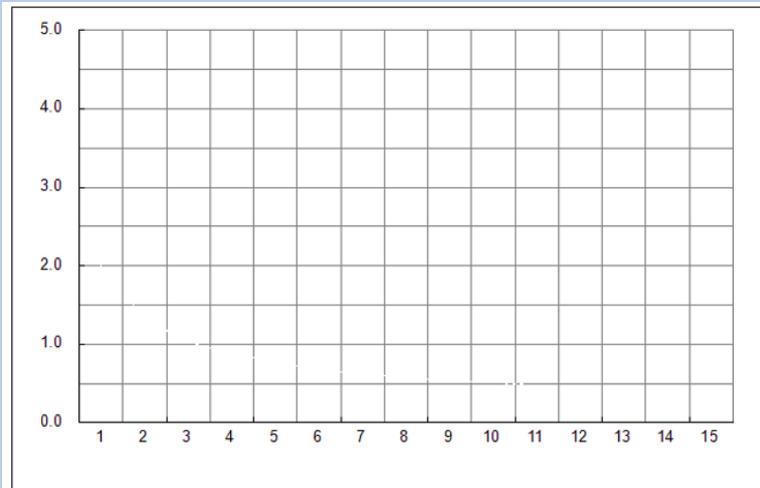
Um solo tem a seguinte equação de infiltração acumulada [I (mm); t (min)]:

$$I = 5t^{0,4}$$

- Qual é o valor da infiltração ao fim de 1 minuto?
- Qual é a infiltração acumulada ao fim de 10 minutos?
- Elabore o gráfico de infiltração acumulada deste solo:



- d) Como caracterizaria este solo, em termos de Infiltrabilidade?
- e) Qual é o valor da Infiltrabilidade instantânea no minuto 5, 10 e 15?
- f) Com base nestes valores elabore o gráfico de infiltração instantânea neste solo:



g) Iniciou-se uma precipitação com a intensidade de 60 mm/h. Diga ao fim de quanto tempo é que começa o escoamento à superfície do solo?

h) Considere um outro solo cuja equação de infiltração é:

$$Z = 7t^{0,7}$$

Elabore os gráficos de infiltração acumulada e instantânea para comparação com a equação anterior.

Diga ao fim de quanto tempo é que teria escoamento neste solo?

Qual será a diferença entre a dotação infiltrada neste solo e o primeiro solo, considerando uma chuvada intensa de 20 minutos.

Exercício 11

A capacidade de infiltração, i (mm/h) no instante t (h) e a infiltração acumulada, I (mm), até àquele instante, estabelecidas recorrendo ao modelo de Horton, são respetivamente dadas pelas seguintes expressões:

$$i = 5 + 15e^{-0.8t}$$

$$I = 5t + 18.75(1 - e^{-0.8t})$$

Avaliar a infiltração acumulada e a escorrência correspondente a uma rega por aspersão com a intensidade constante de 8 mm/h e com a duração de 4 h.

Complemente a sua resposta por um gráfico que represente qualitativamente as curvas correspondentes à capacidade de infiltração e à taxa efetiva de infiltração. Assinale, em tal gráfico, as áreas representativas dos valores acumulados de infiltração e escorrência.

7.1 Definições

O balanço hidrológico traduz-se pela equação da continuidade, ou seja, a diferença entre as entradas (afluências) e as saídas (efluências) de água num determinado espaço e durante um certo período de tempo, é equivalente à variação do volume reportada aquele intervalo de tempo.

$$\text{Afluências} - \text{Efluências} = \text{Variação de armazenamento}$$

Ou:

$$\int_t^{t+\Delta t} q_a(t) dt - \int_t^{t+\Delta t} q_e(t) dt = A(t + \Delta t) - A(t) \quad (7.1)$$

em que $q_a(t)$, $q_e(t)$ e $A(t)$ representam, respetivamente, as leis de variação, com o tempo, das afluências, efluências e armazenamento de água no interior do espaço considerado.

À escala anual (ano hidrológico) e tendo em conta as relações da precipitação com o escoamento, a equação de balanço numa bacia hidrográfica resume-se à quantificação de três variáveis: a precipitação, P , evapotranspiração real, ET_r e escoamento, R . Conhecidas duas destas variáveis é sempre possível de terminar o valor da terceira pela equação:

$$R = P - ET_r \quad (7.2)$$

Quando se transita da escala anual de análise para a escala mensal, a componente de variação do armazenamento subterrâneo passa a ser significativa, mesmo em termos médios. Nestas condições, não é possível relacionar linearmente o escoamento com a precipitação já que, o estado das reservas subterrâneas num mês não se mantém constante ao longo dos anos. Nesta escala de tempo é necessário considerar também, a parcela de água retida como humidade do solo, uma fração da qual vai constituir a água utilizável pelas plantas.

A equação de balanço que relaciona mensalmente o valor da precipitação com o correspondente valor de escoamento é:

$$R = P - ET_r - \Delta S - \Delta A \quad (7.3)$$

em que, ΔS e ΔA representam, respetivamente, as variações mensais do armazenamento subterrâneo e do solo.

A equação 7.3, está na base dos modelos de balanço sequencial que relacionam a precipitação com o escoamento. De entre estes destaca-se o de Thornthwaite e Mather pela sua simplicidade e maior divulgação.

7.1 Definições	122
7.2 Modelo sequencial de balanço de Thornthwaite e Mather	123
Introdução	123
Metodologia do balanço	123
Parâmetros e calibração do modelo	125
7.3 Exercícios de aplicação	128

7.2 Modelo sequencial de balanço de Thornthwaite e Mather

Introdução

O modelo de balanço sequencial de Thornthwaite e Mather (1955; 1957) baseia-se na descrição macroscópica da fase terrestre do ciclo hidrológico e permite gerar valores de escoamento mensal com base nos valores de precipitação da evapotranspiração e do armazenamento de água no solo. O modelo considera o solo como um único reservatório, em que o excedente de água ocorre apenas quando este se encontra totalmente preenchido. Este excedente reparte-se entre água que escoar de imediato à superfície e água que se armazena no aquífero para ser descarregada no rio em meses posteriores.

As variáveis do modelo relacionam-se entre si de acordo com a equação (7.3) e vêm expressas em unidades de volume (ou altura de água equivalente – mm) referenciadas ao mesmo intervalo de tempo.

Metodologia do balanço

No início do balanço, é quantificada a natureza e grandeza da diferença entre o valor da precipitação ocorrida e o valor potencial de evapotranspiração afetado de um fator de redução, k_c , dependente das espécies vegetais presentes na área na bacia hidrográfica (BH). Nas nossas condições é usual atribuir o valor médio de 0,7 a k_c , mas este valor também pode ser objeto de calibração.

$$P - (ET_p \times k_c) = Dif; \quad (k_c = 0,7) \quad (7.4)$$

De acordo com a natureza de Dif (valor positivo ou negativo) é necessário verificar duas situações distintas, baseadas na grandeza de Dif :

- ▶ 1ª - O preenchimento total das reservas em água do solo, A . Neste caso estaremos numa situação de superavit hídrico, SH , sempre que a precipitação iguala ou supera a evapotranspiração. O valor de SH será:

$$SH = P - (ET_p + \Delta A); \quad (\Delta A \geq 0) \quad (7.5)$$

- ▶ 2ª - O esgotamento das reservas superficiais do solo. Neste caso, estaremos numa situação de déficit hídrico, DH , quando o valor da precipitação for inferior ao valor da evapotranspiração. O valor de DH vem:

$$DH = ET_p - ET_r = (ET_p + \Delta S) - P; \quad (\Delta S < 0) \quad (7.6)$$

Dado que:

$$ET_r = P - \Delta S \quad (\Delta S < 0) \quad (7.7)$$

Se as reservas superficiais já se encontram preenchidas – facto que, no nosso clima, ocorre geralmente no inverno - o excedente (SH) irá repartir-se pelas perdas em profundidade (percolação), contribuindo

para o aumento das reservas subterrâneas, e pela contribuição para o escoamento superficial. Por outro lado, as reservas subterrâneas vão-se esgotando com um atraso de um mês, constituindo o escoamento de base, segundo uma progressão geométrica de razão $1/2$, geralmente designado coeficiente de descarga do aquífero, α . O coeficiente α é uma característica das formações hidrogeológicas presentes na área, passível, portanto, de calibração em função das características de cada local.

Quando o armazenamento de água no solo (A) se esgota - facto que no nosso clima ocorre, grosso modo, nos meses de verão - o escoamento na linha de água é alimentado unicamente pelo esgotamento das reservas subterrâneas. O déficit hídrico (DH) então resultante vai constituir aquela quantidade de água suplementar que poderia ter sido utilizada pelas plantas e pelo solo caso fosse fornecida artificialmente através de rega, por exemplo.

Nas situações intermédias entre máxima capacidade utilizável (CU) de água no solo e o seu completo esgotamento, o escoamento é alimentado somente pelas reservas subterrâneas e as diferenças entre o valor da precipitação e da evapotranspiração vão aumentando ou diminuindo o valor das reservas superficiais consoante o sinal dessas diferenças é positivo ou negativo - facto em geral verificado no outono e primavera, no nosso clima.

A metodologia exposta admite, como hipótese simplificativa, que a variação do armazenamento de água no solo, varia linearmente com a diferença da precipitação sobre a evapotranspiração (positiva no período húmido e negativa no período seco) dentro dos limites da capacidade utilizável. Lencastre (1984), no entanto, considera ser mais realista que durante o período seco, e devido ao aumento das forças de retenção de água no solo em resultado da sua secagem, a diminuição do armazenamento se faça de acordo com a seguinte equação exponencial:

$$A = CU \exp\left(-\frac{L}{CU}\right) \quad (7.8)$$

em que A , é o armazenamento de água que fica num solo de capacidade utilizável CU , quando sujeito a uma perda potencial de água, L . O valor de L , em cada intervalo de tempo do período seco, é obtido por:

$$L(i) = \sum_{j=1}^i [P(j) - ET(j)]; \quad L < 0 \quad (7.9)$$

em que i é o número de ordem do intervalo em causa, desde o início do período seco, e j o de qualquer intervalo do mesmo período. A Figura 7.1 mostra a variação gráfica entre o armazenamento de água no solo (A) e a perda potencial de água (L) indicando que, quanto mais seco o solo se encontra, menor é a variação de A entre períodos.

O excedente, SH pode dividir-se em n parcelas (uma por mês) de acordo com o parâmetro α dando origem a escoamento igual a $\alpha \times SH_1$, no primeiro mês com excedente, ficando o restante, $(1 - \alpha) \times SH_1$, disponível

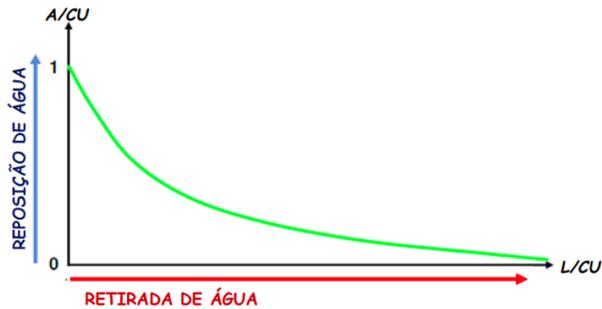


Figura 7.1: Variação do armazenamento de água no solo (A) com a perda potencial (L) acumulada.

para os meses subsequentes. O escoamento no mês i é calculado através de:

$$R_i = \alpha \times SH_i + \alpha(1-\alpha) \times SH_{i-1} + \alpha(1-\alpha)^2 \times SH_{i-2} + \dots + \alpha(1-\alpha)^n \times SH_{i-n} \quad (7.10)$$

Para simular os escoamentos através do modelo de T-M são necessários como dados de entrada:

- ▶ Área da BH a montante da secção em estudo (km^2);
- ▶ Valores mensais da precipitação ponderada (mm);
- ▶ Valores mensais da evapotranspiração ponderada (mm);
- ▶ Valor da capacidade utilizável de água no solo (mm) – este valor é calibrável para cada caso em função da capacidade do solo para armazenar água. Thornthwaite, na concepção base do modelo, admitiu um solo genérico com capacidade máxima de armazenamento igual a 100 mm.

Os resultados do balanço, se apresentados em mm, incluem o valor mensal de todas as variáveis utilizadas, respetivamente:

- ▶ Evapotranspiração (ET_p ; ET_o);
- ▶ Precipitação (P);
- ▶ Reservas de água no solo (A);
- ▶ Evapotranspiração real (ET_r);
- ▶ Défice hídrico (DH);
- ▶ Excedente ou superavit hídrico (SH) – para Thornthwaite, “water surplus”
- ▶ Escoamento (R);

Uma organização possível em termos de folha de calculo é aquela que se propõe no exemplo apresentado na Tabela 7.1, tendo em conta que os valores de cada coluna são determinados em concordância com os pressupostos do modelo T-M.

Parâmetros e calibração do modelo

Os parâmetros calibráveis do modelo de Thornthwaite-Mather são:

- ▶ CU , capacidade de água utilizável no solo, em mm;
- ▶ α coeficiente de repartição do escoamento entre o mês i e os meses posteriores (aproximado ao coeficiente de descarga do aquífero).

CU = 100 mm
Kc médio para a BH = 0,7

Unid:
mm

Termo do Balanço Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Ano
P (precipitação)	64.3	73	85.7	89.5	82.7	81.4	45.9	32.8	23	5.4	3.5	23.3	611
ETo (evapotranspiração de referência)	93.9	51.8	38.8	38.2	56.9	80	109.6	139.4	174.5	215.1	200.3	144.3	
ETc (evapotranspiração "cultural")	65.7	36.3	27.2	26.7	39.8	56	76.7	97.6	122.2	150.6	140.2	101	
(P-Etc)	-1.4	36.7	58.5	62.8	42.9	25.4	-30.8	-64.8	-99.2	-145	-137	-77.7	
L (perda potencial de água)	-556						-30.8	-95.5	-195	-340	-477	-554	
A (armaz. de água no solo)	0.4	36.7	95.2	100	100	100	73.5	38.5	14.3	3.3	0.9	0.4	
Varição de A (ΔA)	-0.4	36.8	58.5	4.7	0	0	-26.5	-35	-24.2	-10.9	-2.5	-0.5	
ETr (evapotranspiração real)	64.7	36.3	27.2	26.7	39.8	56	72.4	67.9	47.2	16.3	6	23.8	161
DH (défice hídrico)	1.1						4.3	29.7	74.9	134.2	134.2	77.2	
SH (superavit hídrico)				58	42.9	25.4							
R (escoamento superficial)	0.5	0.2	0.1	29	36	30.7	15.3	7.7	3.8	1.9	1	1	127

Tabela 7.1: Exemplo de Balanço Hidrológico de T-M para o ano médio numa BH da zona de Évora.

A calibração dos parâmetros do modelo é possível sempre que haja registos de escoamento medidos na secção da BH em análise. No entanto, é uma tarefa complexa que exige intervenção humana para incluir o conhecimento empírico da região em análise na pesquisa dos valores dos parâmetros que melhor se adequam a uma determinada bacia hidrográfica, através da avaliação do grau de ajustamento conseguido entre as séries de escoamentos observados e simulados.

O processo de calibração pode ser feito manualmente ou através de procedimentos automáticos computacionais. Ambos as formas têm vantagens e desvantagens. Na calibração manual o ajustamento dos parâmetros é feito através de tentativa-erro, normalmente baseada num julgamento visual que compara os valores simulados com os observados, através da análise de hidrogramas (Figura 7.2).

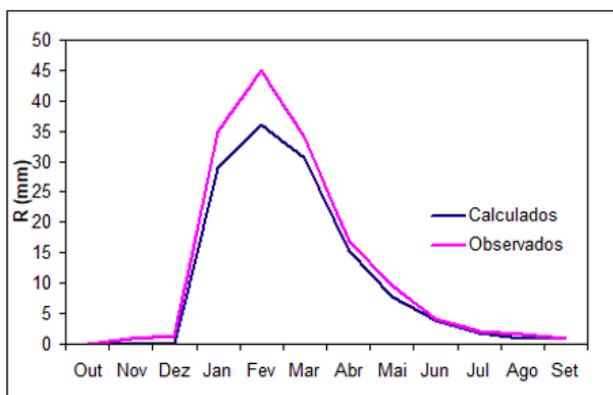


Figura 7.2: Hidrograma simulado e observado em ano médio. A calibração passa pela redução do valor considerado para o parâmetro CU.

A calibração manual pode fornecer bons resultados, apesar de constituir uma tarefa muito morosa, especialmente para um hidrologista menos experiente. No entanto, uma vez que não existe uma medida objetiva de comparação e devido à subjetividade de julgamento envolvida, é difícil avaliar a confiança das simulações do modelo. Em comparação, a calibração automática é rápida e objetiva e centra-se, principalmente, no uso de uma Função Objetivo (*FO*) para medir o ajustamento do modelo calibrado. A rotina de calibração automática calcula os valores dos parâmetros do modelo que minimizam a diferença entre os valores observados e os valores simulados do escoamento. A *FO* pode ser tomada como a função que minimiza a soma do quadrado dos desvios entre os valores observados e os valores simulados pelo modelo.

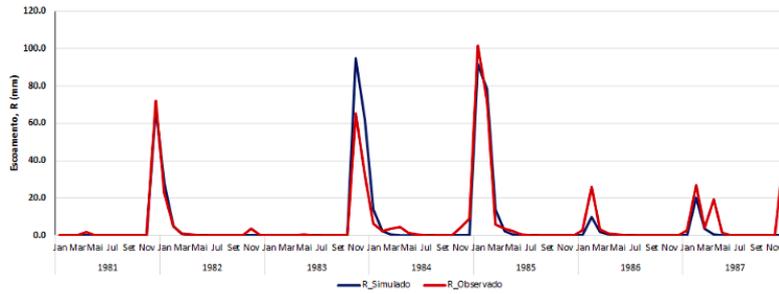


Figura 7.3: Escoamentos mensais simulados pelo modelo de Thornthwaite-Mather escoamento observado para a bacia hidrográfica de Pavia.

7.3 Exercícios de aplicação

Exercício 1

Resolva o balanço hidrológico mensal para o ano médio, aplicado à bacia hidrográfica, para o que deve:

- ▶ Calcular a evapotranspiração de referência mensal pelo método da FAO ou Hargreaves, no ano médio (valores já determinados em cap. 5).
- ▶ Importar do SNIRH as precipitações mensais dos postos que influenciam a bacia em estudo e estimar as precipitações mensais médias para o ano médio (recorrer aos coeficientes de Thiessen usados em cap. 2);
- ▶ Resolver o balanço hidrológico com estimativa do escoamento mensal na BH em ano médio.

Exercício 2

Resolva o balanço hidrológico mensal sequencial para a bacia hidrográfica da estação hidrométrica “vizinha”, já usada no capítulo 4:

- ▶ Usar a evapotranspiração de referência mensal do ano médio;
- ▶ Importar do SNIRH os valores das precipitações e dos escoamentos mensais relativos à BH da estação hidrométrica (período consecutivo com valores mensais não inferior a 36 meses).
- ▶ Resolver o balanço hidrológico sequencial: comparar os valores simulados (calculados) com os valores observados (medidos); calibrar manualmente os parâmetros do modelo (calibração por ajuste gráfico).
- ▶ Resolver o BH média anual da bacia hidrográfica de trabalho, usando os parâmetros calibrados. Comparar os resultados com os obtidos no exercício 1.

8.1 Definições

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 do tempo, com uma duração mínima de três décadas. O clima é caracterizado pelos valores médios dos diferentes elementos meteorológicos, pela variabilidade destes 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 parâmetros meteorológicos.

O clima de uma região ou de um local pode ser descrito por uma Normal Climatológica. A 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, 1971-2000, etc.).

8.2 Fatores do clima e da sua mudança ao longo dos tempos

Os fatores climáticos são os 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 ao sistema climático, ou internos, de origem terrestre (Figura 8.1). 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 tectônicos 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 ter causas induzidas pela atividade humana (interferência na composição atmosférica ou na cobertura da superfície terrestre, etc.).

8.1 Definições	129
8.2 Fatores do clima e da sua mudança ao longo dos tempos . . .	129
Fatores externos ao sistema climático	130
Fatores internos ao sistema climático	134
8.3 Elementos Climáticos	143
Radiação solar global e radiação líquida	143
Insolação e Nebulosidade	144
Temperatura do ar	145
Precipitação	146
Humidade do Ar	146
Evaporação e evapotranspiração	147
Pressão atmosférica	148
Vento	149
8.4 Classificações climáticas	150
Tipos de Classificações	150
Classificação Climática de Köppen	152
Classificação Racional dos Climas de Thornthwaite	155
8.5 Exercícios de aplicação	158

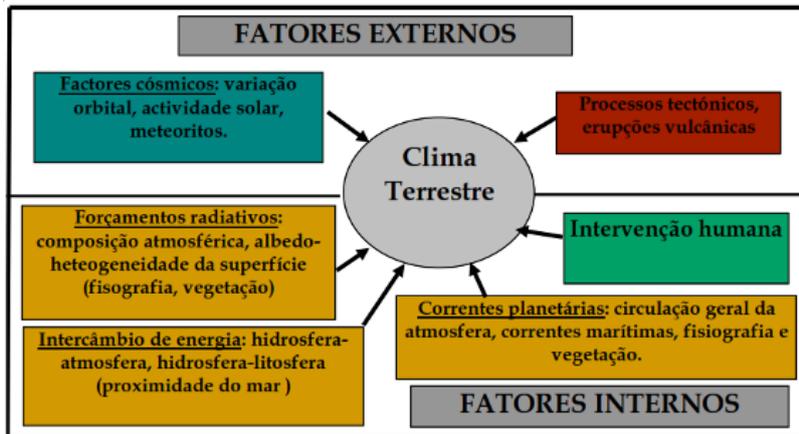


Figura 8.1: Fatores determinantes do clima e das suas mudanças.

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 quer pelas alterações da própria órbita terrestre, quer pelas variações nas emissões da energia solar, quer ainda pelas atividades tectônica e vulcânica.

Variação orbital da Terra

Segundo a teoria de Milankovitch (Figura 8.2), 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 8.3a), 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 próximo (afélio) e mais distante (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.

Uma segunda variação observada é a alteração na inclinação do eixo (obliquidade) da Terra em relação ao plano da sua órbita (Figura 8.2b). 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 41.000 anos. Quanto maior for o ângulo, tanto maior 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)

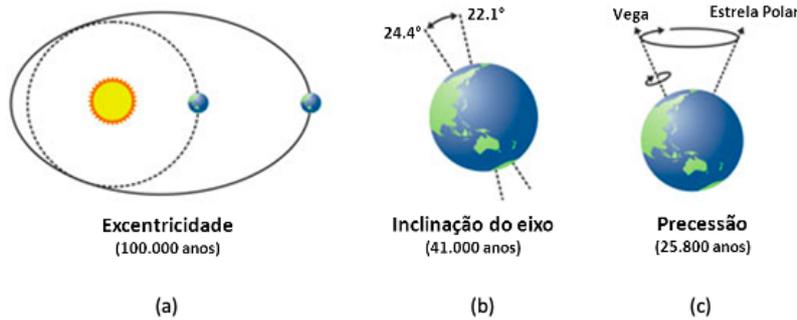


Figura 8.2: Os ciclos de Milankovitch.

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 que 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-pólos < centro-equador), com distribuição igual da sua massa. Assim, o eixo da Terra descreve um círculo imaginário no céu celeste, conforme indicado na Figura 8.2c, 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 (Figura 8.3b), que tem um ciclo de 18,6 anos.

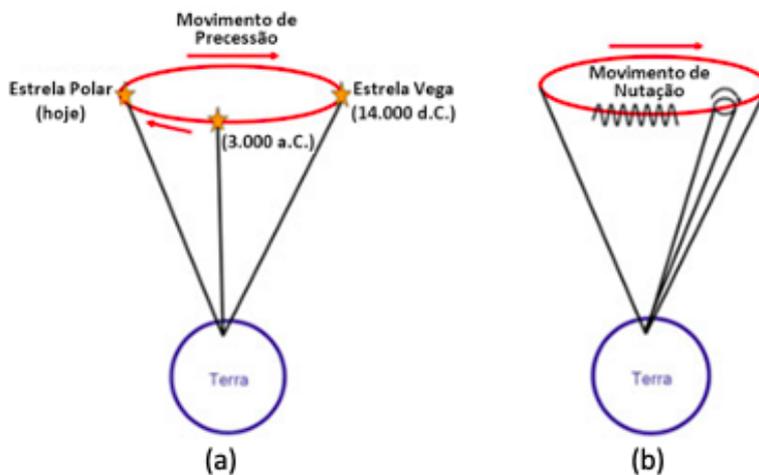


Figura 8.3: Movimentos de precessão (a) e nutação (b) do eixo da Terra.

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 ($\sim 0,1\%$), atribui-se-lhe um impacto sobre o clima terrestre. Conhecem-se vários ciclos solares de duração diferente. O ciclo de Schwalbe (Figura 8.4A) 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 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 8.4B).

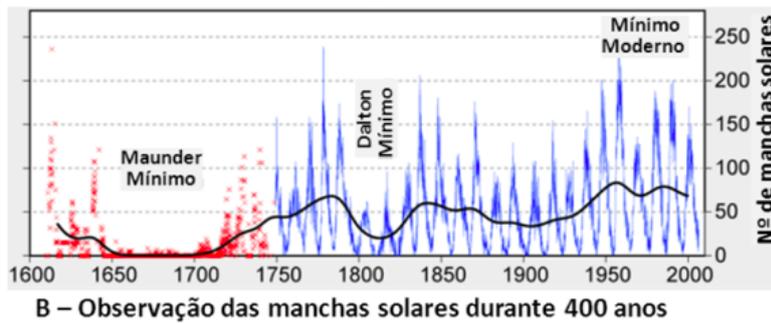
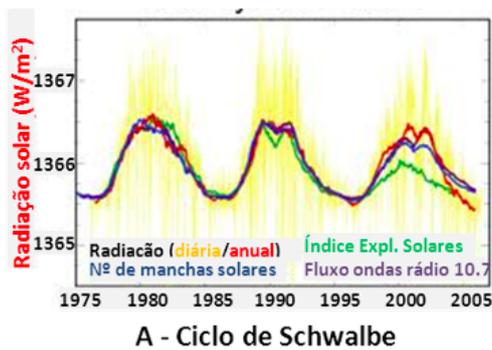


Figura 8.4: Variações cíclicas da atividade solar: A - Ciclo de Schwalbe; B - Ciclo de manchas solares observadas durante 400 anos (Rohde, s/d) disponível em: <https://bit.ly/383Duk1>.

A combinação dos ciclos de Milankovitch e os da atividade solar mostra uma boa correspondência com períodos mais quentes e mais frios (glaciação) da Terra (Figura 8.5).

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 até à órbita da Terra, 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, conseqüentemente, em períodos de chuvas ácidas que poderão afetar não só a biosfera terrestre, como também os ecossistemas oceânicos.

A fragmentação da litosfera em várias placas tectónicas que se movimentam sobre a astenosfera resulta na deriva dos continentes a partir da

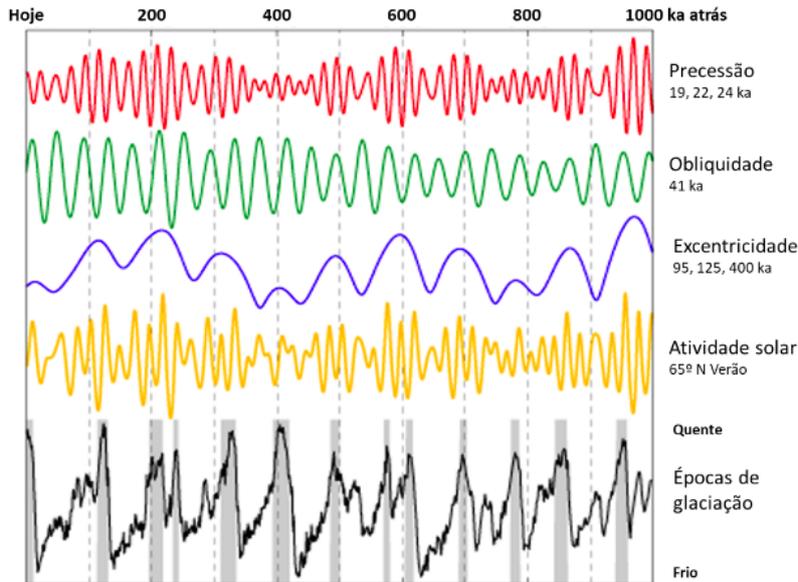


Figura 8.5: Aquecimento/Arrefecimento da terra como resultado dos ciclos de Milankovitch e da atividade solar (<https://bit.ly/2WSgG0o>).

“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 as alterações climáticas, 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.

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.

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 8.6 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.

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 e da altura do ano (Tabela 8.1).

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		

Tabela 8.1: 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).

Superfícies aquáticas como os oceanos apresentam valores baixos de refletividade (cerca de 0,1), enquanto 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.

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

Composição atmosférica e variação da concentração dos seus componentes

A (Tabela 8.2) 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 argon 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.

Os gases permanentes (N_2 e O_2) 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).

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_2O)	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)

Tabela 8.2: Composição média da atmosfera da Terra até cerca de 100 km (Fonte: Peixoto, 1987).

A Figura 8.6 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.

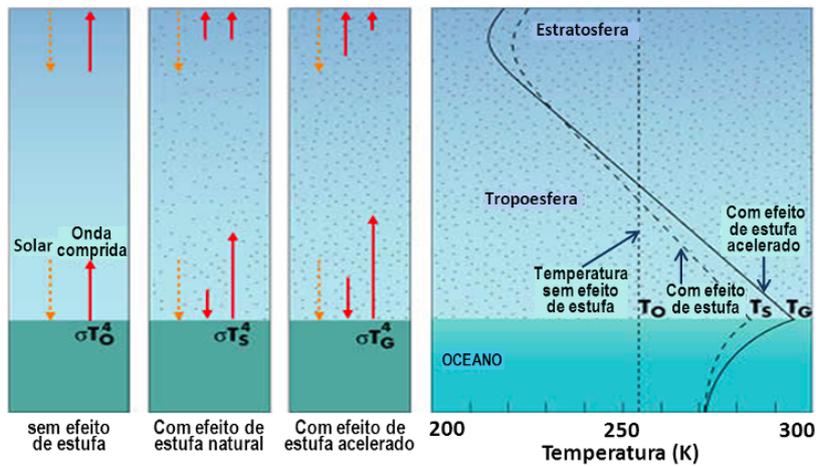


Figura 8.6: Balanço entre a radiação solar recebida e a radiação infravermelha refletida sob os cenários de a) sem efeito de estufa, b) com efeito de estufa natural e c) com efeito de estufa acelerado. À direita, os perfis de temperatura da atmosfera e dos oceanos sob os respectivos cenários (Bureau of Meteorology, 2003).

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 (sub-tropicais) 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 8.7 para a circulação global e no Atlântico do Norte.

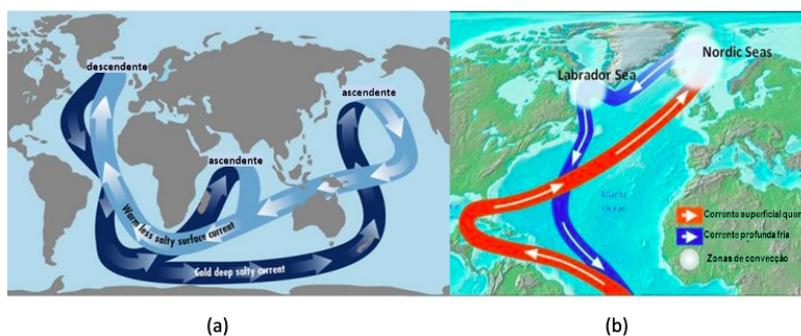


Figura 8.7: (a) O “Cinturão Termohalino Mundial” (Bureau of Meteorology, 2003) e (b) a Corrente Norte-Atlântica (Defra, 2005).

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 fenômenos de "El Niño" e "La Niña", sendo estes o resultado de anomalias na temperatura da água e das conseqüentes diferenças na pressão atmosférica entre regiões (Índice de Oscilação Sul – Figura 8.8).

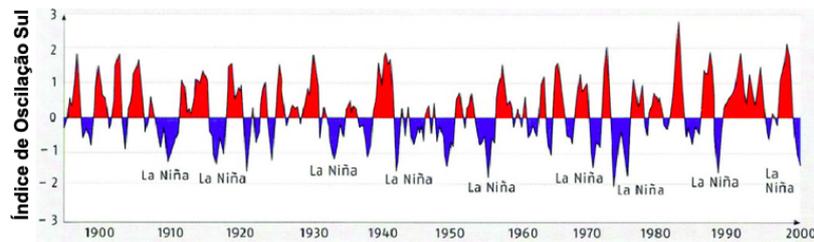


Figura 8.8: Índice de Oscilação Sul e ocorrências de "El Niño" e "La Niña" (Hoffmann, 2010).

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 conseqüente descida do ar e o seu regresso ao equador junto da superfície. Devido aos efeitos da rotação da Terra, do eixo de rotação estar inclinado 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 8.9: célula de Hadley, célula de Ferrel e célula Polar.

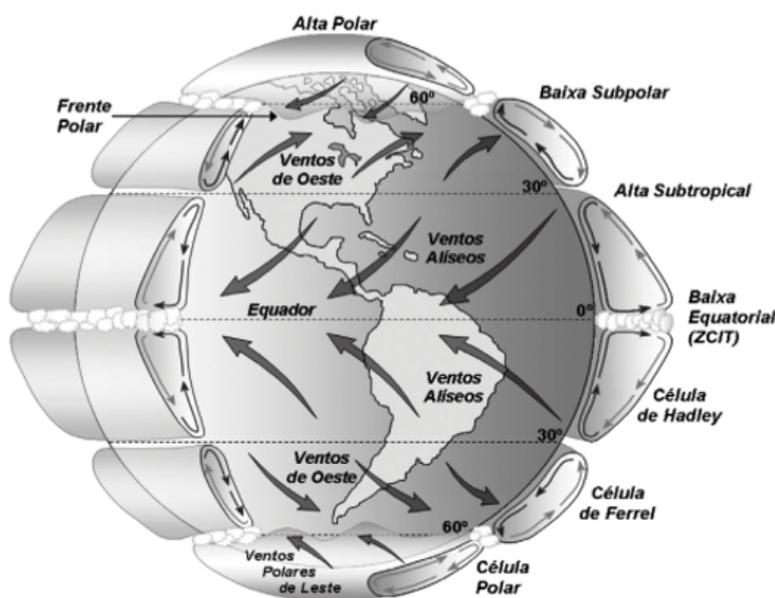


Figura 8.9: Modelo simplificado da circulação atmosférica, indicando as três células convectivas, as zonas de baixas e altas pressões e os ventos predominantes à superfície.

Todavia, a circulação atmosférica real difere da forma esquemática da Figura 8.10a, devido ao facto de: a) a superfície da Terra não ser uniforme (aquecimento diferenciado da água e do solo) ou plana; b) a circulação poder desenvolver vórtices e c) 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 8.10b), 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.

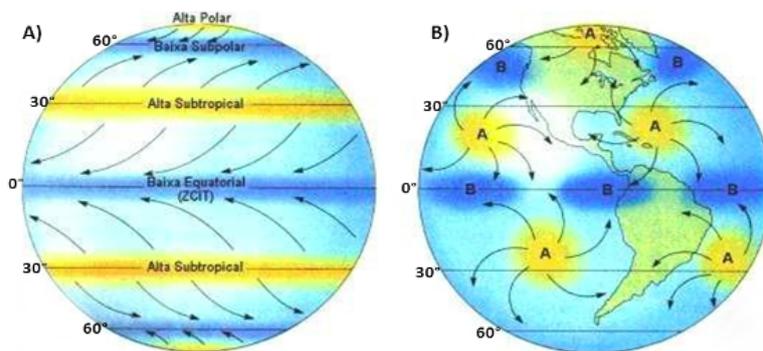


Figura 8.10: Circulação da atmosfera idealizada (a) e “real” (b).

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 referido na Figura 8.7, 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 de identificar o efeito de Coriolis também sobre as massas de água (Figura 8.11), 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.

Continentalidade/Maritimidade

Como já foi referido anteriormente, as massas de água apresentam maior calor específico que as massas sólidas dos continentes. Daí resultam condições térmicas diferentes para locais próximos (maior maritimidade) ou distantes (maior continentalidade) do mar, mesmo quando localizados em latitudes similares. A Figura 8.12 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

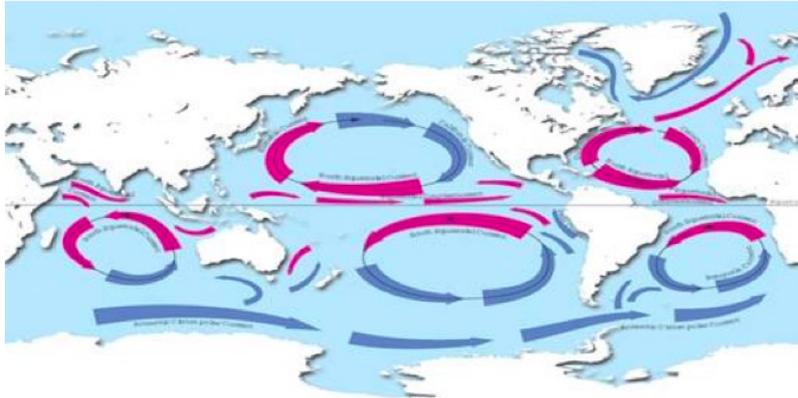


Figura 8.11: Principais correntes marítimas quentes (vermelho) e frias (azul).

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 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 ($38^{\circ} 34' N$, 309 m), neste conjunto de localidades continentais uma posição térmica intermédia (amplitude térmica anual = $13,7^{\circ}C$); Angra do Heroísmo ($38^{\circ} 40' N$, 74 m), cidade insular 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 da cidade de Verkhoyansk, situada a uma latitude de cerca de 68° no interior da Sibéria.

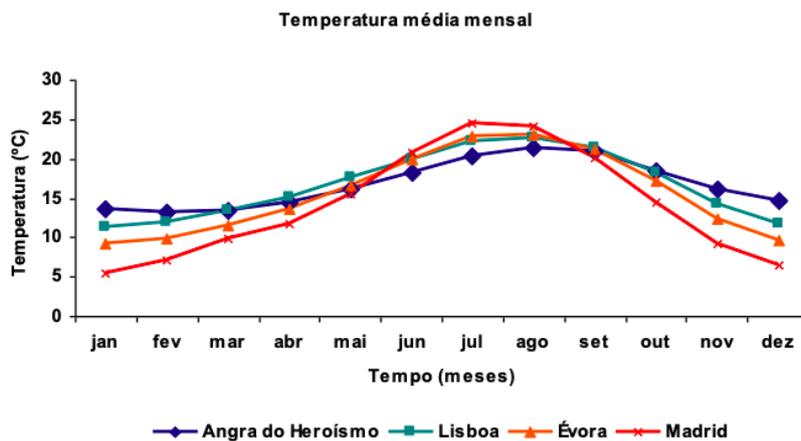


Figura 8.12: Efeito da continentalidade sobre as temperaturas médias mensais de 4 localidades: Madrid, Lisboa, Évora e Angra do Heroísmo.

Fisiografia

A fisiografia da superfície terrestre, nomeadamente através da altitude, do relevo e da sua direção, 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 $-0,65^{\circ}C/100 m$) 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.

Vegetação

A vegetação interage com o clima através de vários processos, existindo mecanismos de "feedback", ou seja, efeitos mútuos. Como já referido na secção do Albedo a adsorção da radiação solar depende do albedo de uma superfície. 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. Culturas agrícolas e pastagens refletem mais radiação do que as florestas (Tabela 8.1).

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.

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, conseqüentemente, 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 8.13). 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 (Tian et al., 2015). Já no caso dos óxidos nitrosos, estima-se que mais do que 60% das emissões totais sejam de origem natural (IPCC, 2001).

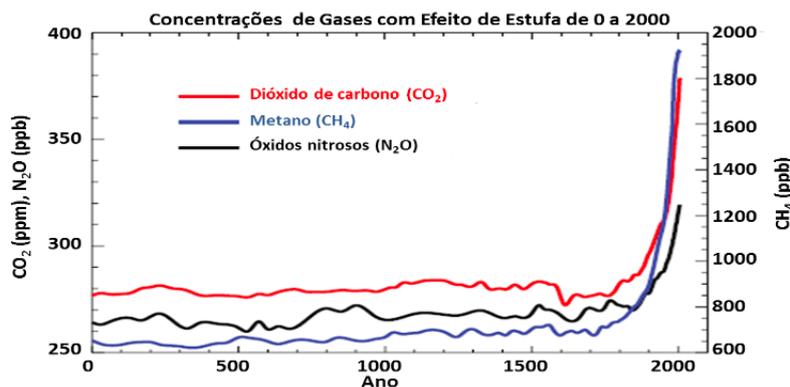


Figura 8.13: Evolução dos gases com efeito de estufa mais importantes desde o início do milénio (IPCC, 2007).

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 8.14, 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 CO_2 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.

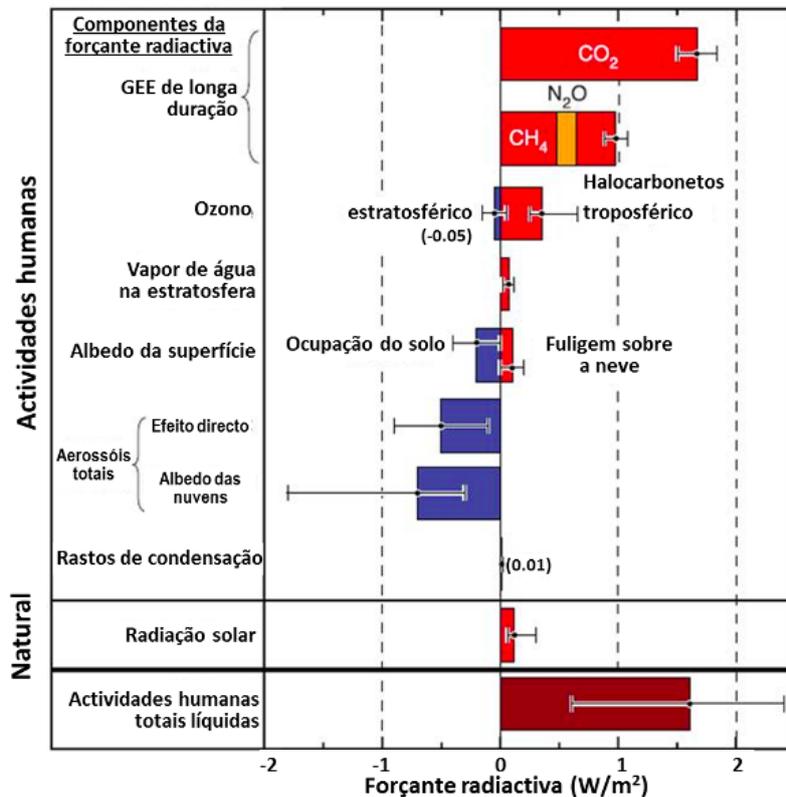


Figura 8.14: Forçantes radiativas do sistema climático entre 1750 e 2005 (Forster et al., 2007).

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 sobre os oceanos, com albedo menor, há um arrefecimento líquido (Barry e 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 CO_2 , 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 8.14, que inclui ainda grandes desflorestações no passado (desde 1750) nas latitudes médias, poderá não ser aplicável às desflorestações recentes nas regiões tropicais.

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, a espessura efetiva dos solos e 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.

8.3 Elementos Climáticos

Nesta secção serão descritos apenas alguns elementos climáticos simples, os mais comumente medidos nas estações meteorológicas e os mais usados em trabalhos de Climatologia. Alguns destes elementos climáticos foram já tratados em capítulos anteriores.

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 (0 K = -273°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 do clima.

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 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 piranômetros (radiômetros 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_{nl}), 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, R_n ($W m^{-2}$), nela (eventualmente) disponível:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (8.1)$$

A radiação de grande comprimento de onda é medida por pirgeómetros, enquanto a radiação líquida é medida por pirradiómetros (radiômetros de balanço). A radiação líquida, 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) de energia. Assim, o balanço energético à superfície de um solo vem, de uma forma simplificada:

$$R_n = LE + H + G \quad (8.2)$$

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, 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 fotoelétricos). Em estações automáticas a insolação é normalmente medida a partir de dados obtidos por piranômetros. 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 as 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 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.

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 vegetal. 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°C por cada 100 m de variação de altitude (gradiente adiabático seco), enquanto o ar saturado sofre uma variação 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 é a temperatura que uma parcela de ar atingiria se fosse transportada adiabaticamente da sua pressão atual (p) até à pressão de 1000 h Pa (pressão standard):

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^\kappa \quad (8.3)$$

onde, θ é a temperatura potencial (K), T é a temperatura atual da parcela (K), $\kappa = \frac{R}{c_{p(d)}}$ é a constante de Poisson para o ar seco, R é a constante universal dos gases ($= 287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e $c_{p(d)}$ é o calor específico do ar seco a pressão constante ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) e p é a pressão atual (Pa). A temperatura potencial é invariável em processos adiabáticos.

Precipitação

A precipitação, já estudada no capítulo 3, 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.

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; logo, e_a iguala e_s quando o ar está saturado. A tensão máxima de vapor de água (e_s) depende da temperatura do ar. 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:

$$\chi = 2,17 \frac{e}{T} \quad (8.4)$$

onde, χ é a humidade absoluta (g m^{-3}), T é a temperatura absoluta (em K) e e é a tensão de vapor (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):

$$HR(\%) = \frac{e_a}{e_s} \times 100 \quad (8.5)$$

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):

$$q = \frac{m_w}{m} = \frac{m_w}{m_w + m_d} \quad (8.6)$$

onde q se exprime em kg kg^{-1} e m_d é a massa de ar seco (kg).

A temperatura do ponto de orvalho (T_o) é a temperatura a que uma massa de ar húmido deverá ser arrefecida, para que fique saturada, ou seja, para que a humidade que contém (e_a) seja máxima (e_s). A Figura 8.15 mostra a relação entre a temperatura do ar e a respetiva massa de vapor de água em ar saturado (humidade relativa = 100%).

Evaporação e evapotranspiração

A evaporação e a evapotranspiração, já estudadas no capítulo 4, são processos que ligam a hidrosfera, a litosfera e a biosfera à atmosfera e

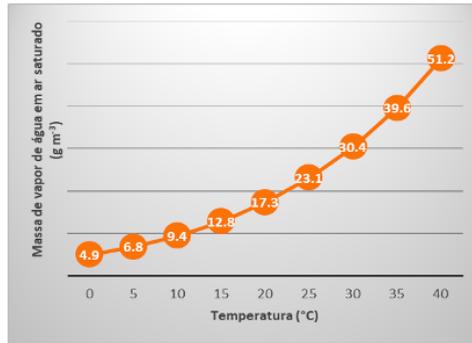


Figura 8.15: Massa de vapor de água em ar saturado (g m^{-3}) em função da temperatura do ar.

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.

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 com barómetros. A nível do mar, a pressão exercida pelo ar é cerca de $1,02 \text{ kg cm}^{-2}$ ($= 101325 \text{ Pa} = 1023,25 \text{ mb} = 760 \text{ mmHg}$). Altas pressões e baixas pressões referem-se a valores superiores e inferiores a 1023 mb, respetivamente (Figura 8.16). As primeiras concentram-se em anticiclones (centros de alta pressão) e as segundas em depressões ou ciclones (centros de baixa pressão).

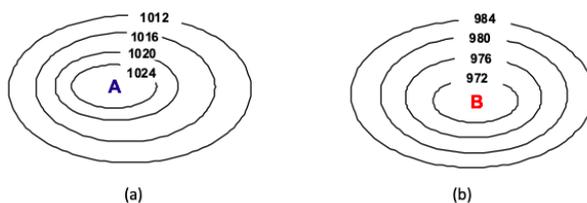


Figura 8.16: Isóbaras: (a) centro de altas pressões; (b) centro de baixas pressões.

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:

$$-\Delta p = \rho g \Delta z \quad (8.7)$$

onde Δp representa a diferença de pressão entre dois níveis (kPa), 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 ($9,8 \text{ m s}^{-2}$) e Δz é a espessura (m) 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 os valores das superfícies isobáricas crescem da periferia para o centro (Figura 8.16a); nas depressões ou ciclones os valores das superfícies isobáricas crescem do centro para o exterior (Figura 8.16b).

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,...).

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, 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 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, 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 (Tabela 8.3).

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

Tabela 8.3: Escala de Beaufort.

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, diminui durante a tarde, sendo pequena durante a noite.

8.4 Classificações climáticas

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 nos 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 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 e Louie (1972) que usou fluxos de energia para classificar a quantidade de energia entrada (radiação líquida e advecção) e a 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). Frankenber, 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).

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.

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 (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 e 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 da zona intertropical, suportam plantas que necessitam continuamente de temperaturas elevadas (mega-térmicas) 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 o 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 sub-tipo 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 $100 - (1/25)P_{anual}$ (precipitação total anual). Este sub-tipo 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 $100 - (1/25)P_{anual}$ (precipitação total anual). Tal como em Af, a floresta tropical chuvosa é a formação vegetal característica.

B – Clima seco. É o único tipo climático da classificação de Köppen que não utiliza apenas limites térmicos para o diferenciar dos outros tipos. A sua classificação recorre a uma combinação entre temperatura e ocorrência da precipitação ao longo do ano para se diferenciar dos outros tipos climáticos principais. Assim, a classificação como clima seco depende de um valor limite de precipitação (P_{lim}) que é calculado em função da época do ano em que a precipitação ocorre. Em qualquer caso, a temperatura (T) é expressa em °C e a precipitação (P) em cm.

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

Quando a precipitação total anual (em cm) for inferior ao valor limite (P_{lim}) o tipo de clima é considerado seco. Os climas B subdividem-se ainda em **Climas semi-áridos de estepe (BS)** e **Climas desérticos (BW)**. Sempre que a precipitação for $P_{lim} > P_{anual} > 0,5P_{lim}$ considera-se o clima BS; nos casos em que $P_{anual} < 0,5P_{lim}$ considera-se o clima BW.

Nos casos de clima seco BS e BW, ainda podem ser utilizadas as letras minúsculas "s" e "w", para distinguir as zonas de estepe e de deserto, se a pouca precipitação que cai é predominantemente no inverno (s) ou no verão (w). Assim, as seguintes combinações serão possíveis: BSs- e BWs-, ou BSw- e BWw-.

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 encontra-se sobretudo nas regiões subtropicais e no interior da Ásia.

C – Clima temperado (mesotérmico). 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 clima é conhecido como o clima Mediterrâneo que, fora da bacia Mediterrânea também ocorre nas zonas situadas a oeste de todos os continentes, sensivelmente entre 30° e 40° norte e sul do equador, com na Califórnia, no Chile, na África do Sul (cidade do Cabo) e Austrália (região de Perth e Adelaide).

- ▶ **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.
- ▶ **Cf – Clima temperado húmido.** Não há uma estação seca nítida, não sendo por essa razão possível a inclusão em qualquer dos dois subtipos anteriores.

D – Clima frio (microtérnico). 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 sub-tipos climáticos considerados são:

- ▶ **Ds – Clima frio com verão seco.** Os critérios que definem este sub-tipo são os mesmos que definem o sub-tipo 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 sub-tipo são os mesmos que definem o sub-tipo Cs. Este sub-tipo 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 sub-tipos anteriores. Este sub-tipo 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. 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 sub-tipos climáticos entre os climas E:

- ▶ **ET – Clima polar de tundra.** A T_n do mês mais quente é inferior a 10°C mas superior a 0°C. Há uma estação que permite o crescimento vegetal. As regiões mais setentrionais do Canadá e da Rússia apresentam este sub-tipo climático.
- ▶ **EF – Clima polar de gelo permanente.** A T_n 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.

A distribuição geográfica dos principais tipos e subtipos climáticos é

apresentada no mapa da Figura 8.17.

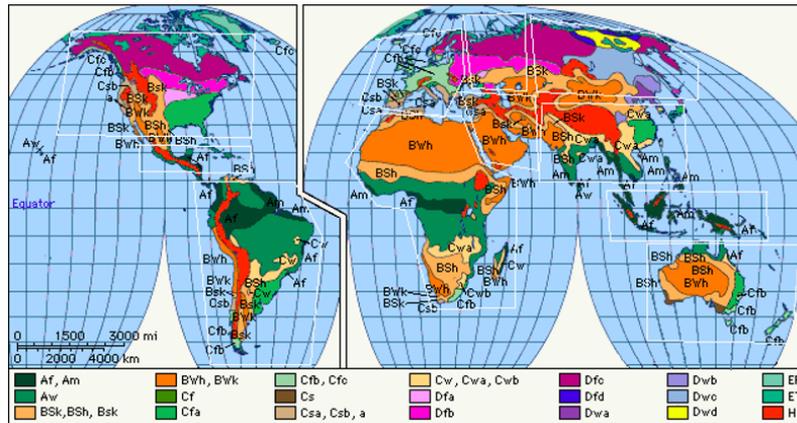


Figura 8.17: Distribuição geográfica dos climas (Classificação climática de KÖPPEN).

Köppen utilizou outros símbolos (sub-subtipos climáticos) para caracterizar, com mais pormenor, os diferentes tipos ou subtipos climáticos (Tabela 8.4):

Sub-subtipo	Descrição	Tipo climático
a	verão quente (T_a do mês mais quente $> 22^\circ\text{C}$)	C, D
b	verão frio (T_a do mês mais quente $< 22^\circ\text{C}$ e T_a mensal $> 10^\circ\text{C}$ em pelo menos quatro meses)	C, D
c	verão curto e pouco quente ($T_a > 10^\circ\text{C}$ em pelo menos quatro meses)	C, D
d	T_a média do mês mais frio $< -38^\circ\text{C}$	D
h	T_a média anual $> 18^\circ\text{C}$	B
k	T_a média anual $< 18^\circ\text{C}$	B
i	amplitude térmica anual $< 5^\circ\text{C}$	A

Tabela 8.4: Sub-subtipos da classificação do clima de Köppen.

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 percepção da mesma, a redução das zonas climáticas num só continente hipotético (sob a forma de uma "beterraba" 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 8.18). 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, ainda, a inexistência de climas "D" e "E" no hemisfério sul (se excluirmos a Antártida), pelo facto de a fração emersa do mesmo pouco se estender para além do paralelo de 40° .

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 limitativas) 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

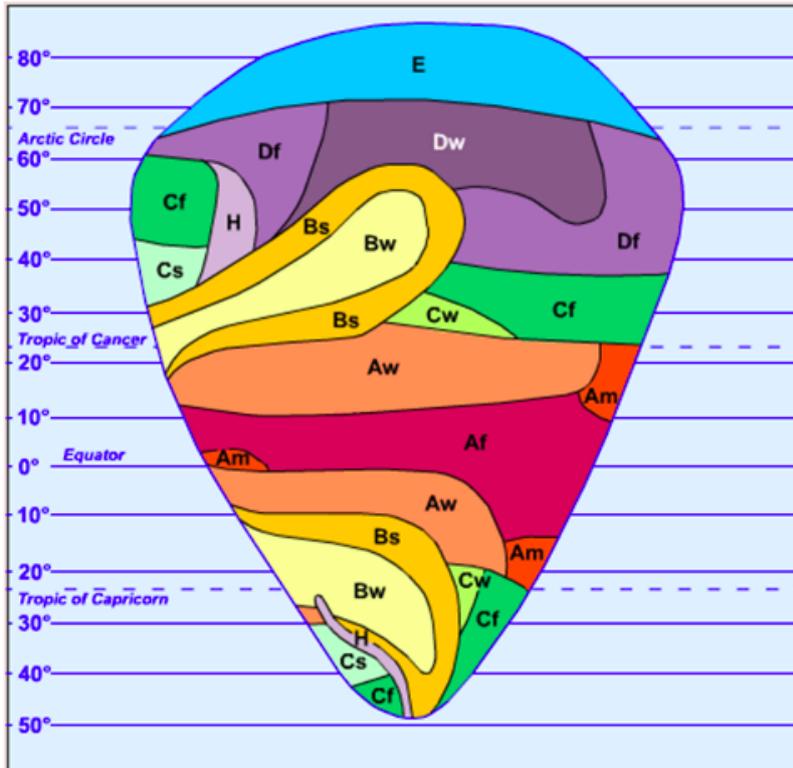


Figura 8.18: A distribuição das zonas climáticas de Köppen num modelo de continente único, juntando as zonas de cada latitude (De Blij e Muller, 1996).

hídrico (Thornthwaite e Mather, 1957), no qual são calculados valores médios para o armazenamento de água no solo, para a evapotranspiração real, o déficit 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 térmicos e hídricos 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:

$$I_a(\%) = \frac{D}{ETP_{anual}} \times 100 \quad (8.8)$$

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

$$I_{hu}(\%) = \frac{S}{ETP_{anual}} \times 100 \quad (8.9)$$

Nas equações 8.8 e 8.9, D é o déficit anual de água, S é o excesso ou superavit anual de água, 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 (Tabela 8.5b).

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

$$I_{hi}(\%) = I_{hu} - I_a \quad (8.10)$$

Os tipos climáticos baseados nos valores do Índice Hídrico são os seguintes: A = Superhúmido; B = Húmido (B4, B3, B2 e B1); C = Sub-húmido (C2 e C1); D = Semi-árido; E = Árido (Tabela 8.5a). Para efeitos de classificação climática considera-se apenas o Índice de Aridez se o clima for húmido (tipos A, B e C2) ou o Índice de Humidade se o clima for seco (tipos C1, 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:

$$ET = ETP_{anual} \text{ (mm)} \quad (8.11)$$

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 da Tabela 8.5c.

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

$$CEET(\%) = \frac{ETP_1 + ETP_2 + ETP_3}{ETP_{anual}} \quad (8.12)$$

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 Tabela 8.5d.

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.

TIPO CLIMÁTICO		ÍNDICE HÍDRICO (%)	
A - Super-húmido		Ihi > 100	
B - Húmido	B ₄	100 > Ihi > 80	
	B ₃	80 > Ihi > 60	
	B ₂	60 > Ihi > 40	
	B ₁	40 > Ihi > 20	
C - Sub-húmido	Chuvoso	20 > Ihi > 0	
	Seco	0 > Ihi > -20	
D - Semi-árido		-20 > Ihi > -40	
E - Árido		-40 > Ihi > -60	
Climas Húmidos (A, B, C ₂)		ÍNDICE DE ARIDEZ (%)	
r - muita ou pequena deficiência de água		16,7 > Ia > 0	
s - moderada deficiência de água no Verão		33,3 > Ia > 16,7	
w - moderada deficiência de água no Inverno		Ia > 33,3	
s ₂ - gran de deficiência de água no Verão		Ia > 33,3	
w ₂ - gran de deficiência de água no Inverno		Ia > 33,3	
Climas secos (C ₁ , D, E)		ÍNDICE DE HUMIDADE (%)	
d - muita ou pequeno excesso de água		10 > Ihu > 0	
s - moderado excesso de água no Inverno		20 > Ihu > 10	
w - moderado excesso de água no Verão		20 > Ihu > 10	
s ₂ - gran de excesso de água no Inverno		Ihu > 20	
w ₂ - gran de excesso de água no Verão		Ihu > 20	

TIPO CLIMÁTICO		EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL ANUAL (mm)	
A - Megatérmico		ETP > 1140	
B - Mesotérmico	B ₄	1140 > ETP > 997	
	B ₃	997 > ETP > 855	
	B ₂	855 > ETP > 712	
	B ₁	712 > ETP > 570	
C - Microtérmico		570 > ETP > 427	
D - Tundra		427 > ETP > 285	
E - Gelo Perpétuo		285 > ETP > 142	
E - Gelo Perpétuo		142 > ETP	
TIPO CLIMÁTICO		CONCENTRAÇÃO DA EFICIÊNCIA TÉRMICA NA ESTAÇÃO QUENTE (%)	
a'		25 - 48 Pequena	
b ₄	48,1 - 51,9		Moderada
	52,0 - 56,3		
b ₃	56,4 - 61,6		
	61,7 - 68,0		
c ₂		68,1 - 76,3 Grande	
c ₁		76,4 - 88,0	
d		88,1 - 100 Muito grande	

Tabela 8.5: 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.

8.5 Exercícios de aplicação

Exercício 1

A Tabela 8.6 resume o significado das letras utilizadas para os principais tipos e sub-tipos 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 "E"e, em segundo lugar, se se trata de um clima "B". Se não for nem "E"nem "B", 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.

Com base no guião apresentado na Tabela 8.6 (tipos e sub-tipos) e na Tabela 8.4 (sub-subtipos) deverá, para os locais referidos na Tabela 8.7:

- elaborar diagramas termopluiométricos referentes a cada um dos locais referidos;
- classificar os climas de cada um dos locais seguindo a classificação de Köppen.

O tipos e subtipos climáticos As e Ds encontram-se em regiões muito restritas pelo que não se encontram referenciados em mapas de distribuição das zonas climáticas a nível mundial (e.g. Figura 8.17 e Figura 8.18).

Tipo e subtipos	Descrição	Critério
A	Climas tropicais/quentes	$T_{min} > 18^{\circ}\text{C}$
Af	Climas sempre húmidos de floresta tropical	$P_{min} > 60\text{mm}$
Am	Climas de monção	$100 - P_{ann}/25 < P_{min} < 60\text{mm}$
As*	Clima tropical de savana com verão seco	$P_{min} < 60\text{mm}$ no verão
Aw	Clima tropical de savana com inverno seco	$P_{min} < 60\text{mm}$; $P_{min} < 100 - P_{ann}/25$
B	Climas secos	$P_{ann} < 2T_{ann} + 14$ (R uniforme); $P_{ann} < 2T_{ann}$ (P máx. no inverno); $P_{ann} < 2T_{ann} + 28$ (P máx. no verão)
BS	Climas de Estepe	$P_{ann} > T_{ann} + 7$ (P uniforme); $P_{ann} > T_{ann} + 14$ (P máx. no verão); $P_{ann} > T_{ann}$ (P máx. no inverno)
BW	Climas de Deserto	$P_{ann} < T_{ann} + 7$ (P uniforme); $P_{ann} < T_{ann} + 14$ (P máx. no verão); $P_{ann} < T_{ann}$ (P máx. no inverno)
C	Climas temperados/mesotérmicos	$-3^{\circ}\text{C} < T_{min} < 18^{\circ}\text{C}$
Cs	Climas temperados com verão seco	$P_{min} < 30\text{mm}$; $P_{min} < (P_{máx}/3)$
Cw	Climas temperados com inverno seco	$P_{min} < 30\text{mm}$; $P_{máx} \geq 10P_{min}$
Cf	Climas temperados sempre húmidos	$P_{min} > 30\text{mm}$
D	Climas frios/microtérmicos	$T_{min} < -3^{\circ}\text{C}$
Ds*	Climas frios com verão seco	$P_{smin} < P_{wmin}$; $P_{wmax} > 3P_{smin}$ and $P_{smin} < 40\text{mm}$
Dw	Climas frios com inverno seco	$P_{min} < 30\text{mm}$; $P_{máx} \geq 10P_{min}$
Df	Climas frios sempre húmidos	$P_{min} > 30\text{mm}$
E	Climas polares	$T_{max} < 10^{\circ}\text{C}$
ET	Clima de Tundra	$0^{\circ}\text{C} < T_{max} < 10^{\circ}\text{C}$
EF	Clima de gelo permanente	$T_{max} < 0^{\circ}\text{C}$

Tabela 8.6: Guia para a classificação rápida dos tipos e subtipos climáticos segundo Köppen [T_{ann} - Temperatura média anual ($^{\circ}\text{C}$); T_{min} - Temperatura média mensal do mês mais frio ($^{\circ}\text{C}$); T_{max} - Temperatura média mensal do mês quente ($^{\circ}\text{C}$); P_{ann} - Precipitação total anual (mm); P_{min} - Precipitação do mês mais seco (mm); $P_{máx}$ - Precipitação do mês mais húmido (mm); P_s - Precipitação na estação mais quente; P_w - Precipitação na estação mais fria.]

Lat./ Long.	Alt (m)	Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
53°03'N 8°48'E	4	[mm]	55	36	51	41	54	73	65	61	60	55	58	62	672
		[°C]	1,5	1,9	4,8	8,1	13	15,5	17,5	17,3	13,6	9,5	5,2	2,9	9,2
59°56'N 10°44'E	96	[mm]	49	36	46	42	52	65	84	90	90	84	75	56	769
		[°C]	-4,3	-4	-0,2	4,6	10,8	15,2	16,4	15,2	10,8	6,4	0,7	-2,8	5,7
14°44'N 17°30'W	24	[mm]	2	1	0	0	0	10	60	162	138	33	1	1	409
		[°C]	20,5	20,5	20,9	21,4	22,7	25,5	26,9	27,3	27,4	27,4	25,4	22,5	24
23°10'N 82°21'W	50	[mm]	75	63	40	48	90	178	126	96	164	204	100	36	1220
		[°C]	21,5	21,7	22,9	24,5	25,4	26,6	26,9	27,1	26,4	25,2	23,5	22	24,5
46°49'N 9°49'E	1590	[mm]	72	61	57	58	80	119	140	131	89	68	65	67	1012
		[°C]	-5,8	-5,6	-2	1,4	6,3	9,1	10,9	10,5	8	3,8	-1,5	-4,4	2,6
37°58'N 23°43'E	107	[mm]	44	48	42	29	18	10	3	4	12	50	51	66	377
		[°C]	9,3	9,8	11,7	15,4	20,1	24,6	27	26,7	23,3	18,3	14,5	11,2	17,7
23°48'S 133°54'E	544	[mm]	37	37	48	17	18	14	16	11	12	21	28	36	295
		[°C]	28,8	27,9	24,8	20,1	15,6	12,4	11,7	14,1	18,2	22,8	25,7	27,9	20,8
0°53'S 100°21'E	3	[mm]	315	244	295	352	285	204	341	217	335	516	510	310	3924
		[°C]	26,2	26,4	26,6	26,5	26,7	26,4	25,8	25,7	25,8	25,7	25,8	26	26,1
21°21'N 157°56'W	2	[mm]	99	53	61	42	35	12	15	11	19	54	84	98	583
		[°C]	22,7	22,8	23,6	24,3	25,3	26,4	27	27,5	27,2	26,5	25,1	23,3	25,2
15°29'N 73°49'E	60	[mm]	0	0	1	5	56	891	853	622	237	111	35	2	2813
		[°C]	26	26,3	27,7	29,3	30	27,6	26,7	26,4	26,9	27,9	27,6	26,9	27,4
37°34'N 126°58'E	87	[mm]	23	25	47	94	92	134	369	294	169	49	53	24	1373
		[°C]	-3,4	-1,1	4,5	11,8	17,4	21,5	24,6	25,4	20,6	14,3	6,6	-0,6	11,8
13°33'S 71°59'W	3249	[mm]	153	128	107	44	9	2	4	8	22	47	79	120	736
		[°C]	12,9	12,7	12,8	12,7	12	11,4	10,8	11,5	12,6	13,6	13,9	13,2	12,5
33°26'S 70°41'W	520	[mm]	0	1	2	11	33	68	73	67	20	18	6	2	301
		[°C]	20,8	20	17,6	14,1	11	8,6	8,1	8,9	11,3	14,4	16,9	19,8	14,3
68°35'S 77°58'E	13	[mm]	4	12	12	24	16	9	16	4	17	6	2	2	124
		[°C]	0,7	-2,7	-7,8	-13	-16	-16	-18	-18	-17	-13	-6,4	0	-10
53°45'N 119°44'E	625	[mm]	3	4	7	17	32	84	110	105	42	15	9	6	433
		[°C]	-29	-24	-14	-1,9	7,1	13,7	16,6	13,7	6,5	-4,2	-19	-28	-5,1

Tabela 8.7: Valores normais (mensais e anuais) de temperatura (T , em $^{\circ}\text{C}$) e de precipitação (P , em mm) referentes a diferentes locais do globo.

- [1] Ahrens, C. D. (2003). *Meteorology Today*. Thomson, ISBN 0-534-39771-9, Pacific Grove, USA.
- [2] 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.
- [3] Barry, G.B. e Chorley, R.J. (2003). *Atmosphere, Weather and Climate*, 8th edition, Routledge, ISBN 0-415-27170-3(hbk), London and New York.
- [4] Brandão, C.; Rodrigues, R; Costa, J. P. (2001). *Análise de Fenómenos Extremos. Precipitações Intensas em Portugal Continental*, Direcção dos Serviços de Recursos Hídricos, INAG, Lisboa.
- [5] Budyko, M.I. (1974). *Climate and Life* (trans D.H.Miller), Academic Press, ISBN 0121394506, New York, USA.
- [6] Bureau of Meteorology (2003). *The Greenhouse Effect and Climate Change*. <https://bit.ly/3hAJB2i> > acedido em 2 de janeiro de 2021.
- [7] Chow Ven Te; Maidment D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- [8] De Blij, H. J., e Muller, P. O. (1996). *Physical Geography of the Global Environment*. Second Edition. Wiley and Sons, ISBN 0471540617, New York, USA.
- [9] Defra (2005): *Climate change and the greenhouse effect: a briefing from the Hadley Centre*, p. 58, Met Office Hadley Centre. Disponível em: <https://bit.ly/388i05A> > acedido em 2 de janeiro de 2021.
- [10] DGRAH (1981). *Índice Hidrográfico e Classificação Decimal dos Cursos de Água de Portugal*, Ministério da Habitação e Obras Públicas, Lisboa.
- [11] FAO (2006). *Guidelines for soil description*, 4th ed. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, pp. 109.
- [12] Flohn, H. (1957) – *Zur Frage der Einteilung der Klimazonen*, *Erdkunde*, 11, 161-175.
- [13] 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 e 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.
- [14] Gomes M. Pereira e Silva A. Antunes (1962). *Um novo diagrama triangular para a classificação básica da textura do solo*. *Estudos Agronómicos (Lisboa)*, 3 (1) 1-9.
- [15] Hillel D. (1998). *Environmental Soil Physics*. Academic Press. San Diego.
- [16] Hipólito J. R. e Vaz, A. C. (2011). *Hidrologia e Recursos Hídricos*, IST Press, ISBN 978-9728469863, Lisboa.

- [17] Hoffmann J (2010) Do climate changes influence dispersal and population dynamics of dragonflies in the western Peruvian Andes? *BioRisk* 5: 47-72.
- [18] 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, New York.
- [19] INAG, SNIRH (2010). <http://snirh.inag.pt/>.
- [20] 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. <https://bit.ly/354bmvb> > acessado em 2 de janeiro de 2021.
- [21] 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.)]. <https://bit.ly/3n9jKj8> > acessado em 2 de janeiro de 2021.
- [22] Kappas, M. (2009): *Klimatologie, Klimaforschung im 21. Jahrhundert – Herausforderungen Natur- und Sozialwissenschaften.*, Spektrum Akademischer Verlag, ISBN: 3827418275, Heidelberg.
- [23] Lauer, W.; Rafiqpoor, M.D. e Frankenberg, P. (1996). Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage auf der realen Vegetation, *Erdkunde* 50(4), 275-284.
- [24] Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, ISBN 972-8152-59-0, Lisboa.
- [25] Ljiljequist, G.H. (1981). Tor Bergeron, a biography. *Pure and Applied Geophysics*, vol 119, nº3, 409-442.
- [26] Loureiro J. M., Macedo M. E. (1982) – *Relação entre a evaporação tina e Piche*. Recursos Hídricos, Vol. 3, Lisboa.
- [27] Musy A., Soutter M. (1991). *Physique du Sol*, Presses Polytechniques et Universitaires, Romandes, Collection Gérer L'Environment 6.
- [28] Peixoto, J. P. (1987a). *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.
- [29] Penman H. L. (1963). *Vegetation and hydrology*. Technical Communication, No.53. Commonwealth Bureau of Soils. Harpenden.
- [30] Porta, J.; López-Acevedo, e M, Roquero, C. (2003). *Edafologia para la agricultura: el médio ambiente*, 3rd edition Ediciones Mundi-Prensa, ISBN: 84-8476-148-7, Madrid, España.
- [31] Quintela A. C. (1992). *Hidráulica aplicada. Parte I - Hidrologia e Recursos Hídricos*. Instituto Superior Técnico. Lisboa.
- [32] Ramos, T. B., Gonçalves, M. C., Martins, J. C., Pereira, L. S. (2016). *Características de retenção de água no solo para utilização na rega das culturas*. Instituto Nacional de Investigação Agrária e Veterinária, Oeiras.
- [33] Shahidian S., Serralheiro, R., Serrano, J., Teixeira, J. L., Hale, N., Santos, F. (2012). Hargreaves and other reduced-set methods for calculating evapotranspiration, in Irmak, Ayse (ed.) - *Evapotranspiration - Remote sensing and modelling*. In Tech, 2012. ISBN 978-953-307-803-3, p. 50-80.

- [34] Santos F. L. (2003). *Transferência de Água e de Solutos no Solo*, Publicações Universidade de Évora, Série Ciências Agrárias Nº 9, 2ª edição revista.
- [35] Sellers, W.D. (1965). *Physical Climatology*, University of Chicago Press, Chicago, USA.
- [36] SSSA (2008). *Glossary of Soil Science Terms*. Soil Science Society of America. Madison, pp. 93.
- [37] 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, New York.
- [38] Strahler, A.N. (1969). *Physical Geography*, 3rd edition, Wiley, New York, USA.
- [39] Terjung, W.H. e Louie, S. S-F. (1972). Energy input-output climates of the world. *Arch. Met. Geophysics Biokl. B* 20, 127-66.
- [40] Thornthwaite C.W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55-94.
- [41] Thornthwaite, C.W. e 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.
- [42] Trewartha, G. e Horn L.H. (1980). *An Introduction to Climate*. 5th edition. MacGraw-Hill International Book Company, ISBN: 0070651523, Aukland.
- [43] Tian, H., Chen, G., Lu, C., Xu, X., Ren, W., Zhang, B., Banger, K., Tao, B., Pan, S., Liu, M., Zhang, C., Bruhwiler, L., and Wofsy, S.: Global methane and nitrous oxide emissions from terrestrial ecosystems due to multiple environmental changes, *Ecosyst. Health Sustain.*, 1, 1–20, doi:10.1890/ehs14-0015.1, 2015.
- [44] Viessman Jr. W. ; Knapp J. W. ; Lewis G. L. and Harbaugh T. E. (1977). *Introduction to Hydrology*, Second edition, Harper and Row, New York.
- [45] Villela S. M. e Mattos A. (1975). *Hidrologia Aplicada*, McGraw-Hill, São Paulo.

