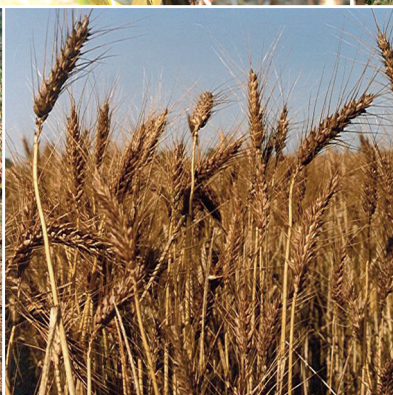


JOSÉ PAULO DE MELO E ABREU

AGROMETEOROLOGIA

Aplicação da Meteorologia para
Maximizar a Produção Agrícola



Índice

Prefácio	xv
Agradecimentos	xix
Lista de símbolos, abreviaturas e acrónimos	xxi
1. Introdução	1
1.1. Definições e conceitos	1
1.2. A atmosfera terrestre	2
1.3. Âmbito e objetivos da Agrometeorologia	5
1.3.1. Âmbito	7
1.3.2. Objetivos da Agrometeorologia	7
1.4. Fontes de dados meteorológicos	10
1.5. Pressupostos para a compreensão do livro	12
1.6. Opções, nomenclatura, unidades, símbolos, abreviaturas e acrónimos	13
1.7. Referências	14
2. Radiação solar e terrestre	15
2.1. Introdução	15
2.2. Conceitos básicos da radiação	16
2.3. Leis fundamentais da radiação	19
2.4. Fatores orbitais, posição do Sol e medição do tempo	25
2.4.1. A medição do tempo	26
2.4.2. Ângulos solares, nascimento e ocaso do Sol, e duração do dia	28

2.5. Radiação solar recebida na Terra (atmosfera exterior)	31
2.6. Propagação da radiação na atmosfera terrestre	33
2.7. Balanço da radiação na superfície do globo terrestre e suas componentes	35
2.7.1. Radiação solar global	36
2.7.2. Estimativa de $S\downarrow$ e sua partição (passo diário)	37
2.7.3. Estimativa do curso diurno de $S\downarrow$	39
2.7.4. Radiação solar refletida	42
2.7.5. Radiação da atmosfera	45
2.7.6. Radiação da superfície	46
2.7.7. Balanço dos grandes comprimentos de onda	47
2.8. Balanço da radiação da Terra	48
2.9. Medição da radiação e da insolação	49
2.9.1. Medição da radiação solar e do fluxo fotônico na PAR	51
2.9.2. Medição da radiação da atmosfera e da superfície terrestre, radiação total e radiação líquida	53
2.9.3. Exemplos de instalações radiométricas	54
2.9.4. Medição da insolação	55
2.10. Problemas propostos	56
2.11. Referências	58
3. A temperatura do ar e do solo	59
3.1. Introdução	59
3.2. Perfis da temperatura na atmosfera e no solo	60
3.3. Curso diurno e anual da temperatura na atmosfera e no solo	61
3.4. Influência da temperatura no desenvolvimento fenológico e no crescimento	64
3.5. Danos provocados por temperaturas baixas e altas	65
3.6. Medição da temperatura	66
3.6.1. Medição nas estações convencionais	67
3.6.2. Medição com termopares e resistores	69
3.7. Referências	73
4. Humidade do ar e estabilidade atmosférica e orvalho	75
4.1. Grandezas que medem a humidade do ar e grandezas relacionadas	76
4.2. Curso temporal da humidade do ar	80
4.3. Ocorrência de orvalho e sua duração	82
4.4. Medição da humidade e do orvalho	82
4.5. Geração de variáveis de humidade	85
4.6. Processos adiabáticos e estabilidade na atmosfera	86

4.6.1. Expansão e compressão adiabática do ar. Taxas de arrefecimento com a altitude	87
4.6.2. Estabilidade atmosférica	89
4.7. Problemas propostos	91
4.8. Referências	94
5. Vento	95
5.1. Variação espacial e temporal do vento	96
5.2. Medição do vento	99
5.3. Referências.....	101
6. Precipitação	103
6.1. Formação de nuvens e precipitação	104
6.2. Tipos de precipitação	105
6.3. Variabilidade espacial e temporal	108
6.4. Medição da precipitação	108
6.5. Referências	109
7. Evaporação	111
7.1. Medição da evaporação e da evapotranspiração	111
7.1.1. Medição da evaporação	112
7.1.2. Medição da evapotranspiração	114
7.2. Referências	116
8. Fluxos não-radiantes e balanço energético.	
Cálculo das transferências de calor e de massa	117
8.1. Processos de transporte de calor e massa	118
8.2. Transporte molecular e unidimensional de energia e massa	119
8.3. Transporte através de camadas limite desenvolvidas sobre superfícies isoladas	124
8.3.1. Camada limite	124
8.3.2. Números adimensionais	125
8.3.3. Critério para a determinação do tipo de convecção: forçada ou livre ..	126
8.3.4. Cálculo das resistências no ar	127
8.3.5. Resistores em série e em paralelo	127
8.4. Transferências de calor e de massa em superfícies extensas e uniformes ..	128
8.4.1. Perfil logarítmico do vento	129
8.4.2. Transporte turbulento	131
8.5. Relações entre resistências	134

8.6. Casos de estudo	135
8.6.1. Difusão através de tegumentos	135
8.6.2. Superfícies isoladas	136
8.6.3. Superfícies extensas	139
8.7. Problemas propostos	142
8.8. Referências	144
9. Cálculo da Evapotranspiração de referência e da Evapotranspiração cultural a partir de dados meteorológicos	145
9.1. Evapotranspiração de referência	146
9.1.1. Definição de evapotranspiração de referência (ET_0)	147
9.1.2. Fórmula de Penman-Monteith para passo diário	147
9.1.3. Fórmula de Hargreaves para passo diário	148
9.2. Evapotranspiração Cultural	149
9.3. Referências	152
10. Balanço hídrico	153
10.1. Equação do balanço hídrico e simplificações	153
10.2. Capacidade de água disponível	154
10.3. Balanço hídrico climatológico	155
10.3.1. Cálculo do armazenamento de água no solo	156
10.3.2. Balanço hídrico climatológico normal	157
10.3.3. Balanço hídrico climatológico sequencial	161
10.4. Referências	162
11. Índices e classificações climáticas	163
11.1. Índices climáticos, de produção e temáticos	163
11.1.1. Exemplos de índices climáticos	164
11.1.2. Exemplos de índices de produção	165
11.2. Classificações climáticas	167
11.2.1. Classificação climática de Köppen	167
11.2.2. Classificação Climática de Thornthwaite	170
11.3. Clima de Portugal	173
11.3.1. Situação sinóptica de Portugal Continental	174
11.3.2. Classificação do clima de Portugal	176
11.3.3. Distribuição espacial dos principais elementos climáticos	177
11.4. Referências	177

12. Desenvolvimento fenológico. Processos e sua previsão	179
12.1. Tempo térmico e sua normalização	180
12.1.1. Funções $f(T)$ lineares	183
12.1.2. Funções $f(T)$ curvilíneas	184
12.1.3. Parâmetros do tempo térmico para algumas culturas	185
12.2. Vernalização e necessidades de frio	189
12.2.1. Unidades de frio	191
12.3. Resposta fotoperiódica	193
12.3.1. Tipos de resposta	193
12.3.2. Modelos de simulação da resposta fotoperiódica	195
12.4. Influência de outras variáveis ambientais no desenvolvimento	196
12.5. Referências	197
13. Crescimento e produção vegetal	199
13.1. Introdução	199
13.2. Captura da radiação pelo coberto vegetal	200
13.2.1. Transmissão da radiação solar e PAR	201
13.2.2. Interceção e absorção da radiação	202
13.3. Estimativa da produção de biomassa	203
13.3.1. O modelo épsilon (ϵ)	204
13.3.2. A temperatura e o crescimento	205
13.3.3. A concentração de CO_2 atmosférico e o crescimento	206
13.4. Crescimento limitado pela água	207
13.5. Partição dos assimilados pelas partes da planta	209
13.6. Referências	212
14. Geadas e danos por resfriamento	213
14.1. Introdução	213
14.2. Conceitos, classificação e condições de ocorrência	214
14.2.1. Definições	215
14.2.2. Classificação das geadas. Caracterização dos diferentes tipos de geada	215
14.2.3. Situações sinópticas que provocam a ocorrência de geadas em Portugal	219
14.2.4. Caracterização do processo de arrefecimento noturno	221
14.2.5. Diferenças entre os processos de arrefecimento que causam geadas brancas e negras	223
14.2.6. Relação entre a topografia e a frequência e severidade das geadas ..	225

14.3. Danos causados pelas geadas nos tecidos e órgãos vegetais	226
14.3.1. Congelação extracelular	228
14.3.2. Congelação intracelular	230
14.4. Variações da resistência das plantas à geada. Temperaturas críticas	231
14.4.1. Plantas anuais e bienais	231
14.4.2. Fruteiras de folha caduca e vinha	233
14.4.3. Citrinos e oliveira	235
14.5. Métodos de luta contra as geadas	237
14.5.1. Seleção e melhoramento	238
14.5.2. Seleção do local de cultura	238
14.5.3. Utilização da espécie ou variedade adequada ao local selecionado e escolha apropriada da época de desenvolvimento	240
14.5.4. Modificação da paisagem com o fim de atuar sobre o microclima ...	240
14.5.5. Sistemas de condução e podas a dois tempos	242
14.5.6. Atuações sobre o solo, supressão de infestantes e “mulches”	242
14.5.7. Utilização de coberturas	243
14.5.8. Utilização de nevoeiros artificiais (e fumos)	244
14.5.9. Aquecimento direto do ar	244
14.5.10. Mistura do ar com ventiladores	245
14.5.11. Rega por aspersão por cima das copas	248
14.5.12. Rega por aspersão sobre as coberturas	252
14.5.13. Rega por aspersão sob as copas	252
14.5.14. Novos métodos: considerações gerais	253
14.6. Referências	254
15. Proteção contra o Escaldão	255
15.1. Medidas de proteção	256
15.2. Referências	257
16. Proteção das plantas contra o vento	259
16.1. Efeitos do vento	259
16.2. Critérios para a instalação de quebra-ventos	260
16.2.1. Orientação	261
16.2.2. Altura	261
16.2.3. Porosidade (permeabilidade)	261
16.2.4. Comprimento	262
16.2.5. Distância	262
16.3. Vantagens e inconvenientes dos quebra-ventos (naturais)	262
16.4. Referências	264

17. Proteção contra o granizo e saraiva	265
17.1. Métodos de proteção utilizados	266
17.2. Referências	267
18. Exigências climáticas das culturas e zonagem agroclimática	269
18.1. Introdução	269
18.2. Sistema para a zonagem de culturas: <i>CSS_Zoner</i>	270
18.3. Exigências das culturas de regiões temperadas	274
18.3.1. Culturas temporárias de inverno	275
18.3.2. Culturas temporárias de primavera	278
18.3.3. Culturas permanentes	280
18.4. Exigências de culturas de regiões tropicais	283
18.5. Referências	284
19. Alterações climáticas: Conceitos, provas da sua existência, causas, impactos, adaptação e mitigação	285
19.1. Introdução	285
19.2. Evidência de alterações climáticas	289
19.3. Causas das alterações climáticas	291
19.4. Cenários de alterações climáticas	291
19.5. Projeções sobre o clima do século XXI	292
19.6. Impactos das alterações climáticas futuras na Agricultura	293
19.6.1. Datas de ocorrência dos eventos fenológicos	293
19.6.2. Produção limitada pela água	296
19.6.3. Infestantes, pragas, doenças e eficiência de pesticidas	299
19.6.4. Produtividade de culturas e florestas, e produções animais	300
19.6.5. Impactos económicos e sociais	301
19.7. Medidas de adaptação na Agricultura	302
19.8. Referências	302
Apêndices	305
Índice Remissivo	355

Lista de símbolos, abreviaturas e acrónimos

Em termos gerais, utilizamos apenas símbolos com duas letras, sendo a segunda, geralmente, colocada em subscripto. Os símbolos são impressos, geralmente, em itálico e as abreviaturas e acrónimos utilizam caracteres diretos. Os caracteres diretos também são utilizados para os números adimensionais.

Nota: a unidade que figura entre parênteses reto é a mais frequentemente utilizada, pelo menos no contexto deste livro, mas podem-se, eventualmente, utilizar outras.

Alfabeto latino

A	[m]	Altitude
A	[mm; m]	Armazenamento de água disponível no solo
ΔA	[mm; m]	Varição do armazenamento de água do solo
AC	[mm; m]	Ascensão capilar
A_z	[rad; °]	Azimute do Sol
au		Unidade astronómica (distância média da Terra ao Sol)
BBCH		Escala fenológica (“Biologische Bundesanstalt, Bundessortenamt und Chemische Industrie”)
BH		Balanço hídrico
C_3		Cadeia fotossintética de 3 carbonos
C_4		Cadeia fotossintética de 4 carbonos
CAM		Metabolismo ácido das crassuláceas
C_f		Fator de correção da insolação astronómica (para o cálculo da ET_p , Thornthwaite)
C_w	[m K; m]	Constante na lei de deslocamento de Wien (2.898×10^{-3} m K)
c.d.o.		Comprimento de onda
c, c_0	[m s ⁻¹]	Velocidade da luz; velocidade da luz no vácuo (2.998×10^8 m s ⁻¹)

c_p	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	Calor específico a pressão constante
D	[d; h]	Duração (cronológica)
D	[m ² s ⁻¹]	Coefficientes de difusão molecular de gases no ar [subscritos: M (momento) = viscosidade cinemática; H (calor sensível) = difusividade térmica; V (vapor de água); C (CO ₂); j (outro gás)].
D	[mm]	Défice (<i>deficit</i>) hídrico
D_1	[h]	Duração do dia (existem várias maneiras de o considerar); fotoperíodo
DOY	[-]	Dia do ano; ing.: <i>Day Of Year</i>
DP	[mm; m]	Drenagem profunda
D_T	[°C d; °C h]	Duração térmica
d		Dia; número do dia ou dia do ano (1 Janeiro = 1; 31 Dezembro = 365 ou 366); diâmetro; dimensão característica
d	[m]	Deslocamento do plano zero
E	[kg m ⁻² s ⁻¹]	Taxa de evaporação
$E(\lambda)$	[W m ⁻³]	Emitância espectral ou monocromática de um corpo negro
E_{bk}	[W m ⁻²]	Emitância de um corpo negro
Ecc		Fator de excentricidade, $(r_o / r)^2$
EL	[mm; m]	Escoamento ou escorrimento sub-superficial
EP		Erro Padrão; Ing.: <i>standard error</i>
EPR		Erro Padrão Relativo: EP / \bar{x} (em %); ing.: <i>relative standard error</i>
ES	[mm; m]	Escoamento ou escorrimento superficial
ET	[h]	Equação do tempo
ET	[mm; m]	Evapotranspiração
ET_c	[mm; m]	Evapotranspiração cultural
ET_o	[mm; m]	Evapotranspiração de referência
ET_p	[mm; m]	Evapotranspiração potencial
ET_r	[mm; m]	Evapotranspiração real
e	[W m ⁻²]	Emitância de um corpo cinzento
$e(\lambda)$	[W m ⁻³]	Emitância espectral de um corpo cinzento
e_q	[J]	Energia associada a um fóton duma radiação de determinado c. d. o.
e, e_a	[kPa, Pa]	Tensão real de vapor
e_s	[Pa; kPa]	Tensão de saturação do vapor de água
F		Densidade do fluxo de massa de substância [subscrito: j (qualquer substância)]
f_c	[-]	Fator para correção em relação à concentração vol. de CO ₂
F_d	[-]	Fração da radiação difusa na radiação global
f_i	[-]	Fração da radiação interceptada
G	[W m ⁻²]	Perda de calor por condução para o solo ou ambiente (densidade do fluxo)
GEE		Gases de efeito de estufa
Gr		Número de Grashof
H	[W m ⁻²]	Perda de calor sensível (densidade do fluxo)
HI	[-, %]	Índice de colheita

Introdução

1.1. Definições e conceitos

A *Meteorologia* é um ramo das ciências atmosféricas, que inclui a química e a física atmosférica, e que tem como objetivos estudar os fenômenos atmosféricos e fazer a previsão das condições meteorológicas. A estas condições, que são caracterizadas pelos elementos meteorológicos em determinado momento ou período curto e em determinado local ou região, chama-se o tempo meteorológico, estado do tempo ou, abreviadamente, tempo^a. A *Climatologia* estuda o *clima*^b, que se refere ao estado físico característico da atmosfera, durante um período alargado de tempo, geralmente, 30 anos ou superior. Normalmente é descrito por estatísticas tais como médias e medidas de dispersão dos valores dos *elementos meteorológicos* (temperatura e humidade do ar, radiação, insolação, nebulosidade, velocidade e direção do vento, etc.). Em sentido mais lato, contudo, abrange o estado do sistema climático e as descrições estatísticas do mesmo^c. O tempo meteorológico e o clima, em sentido restrito, são, portanto, conceitos relacionados, mas distintos.

A *Agrometeorologia* é a ciência interdisciplinar que identifica, descreve, explica e aplica as relações da *meteorologia* e *climatologia* com a *agricultura*, tendo como objetivo melhorar a quantidade e qualidade das produções vegetais e animais, preservando a sustentabilidade dos sistemas produtivos.

Sob uma perspetiva agronómica, os principais elementos meteorológicos são a temperatura e a humidade do ar, a velocidade e direção do vento, a insolação, a radiação, a precipitação e a evaporação.

^a Ing.: *weather*.

^b Ing.: *climate*.

^c Por vezes, neste livro utilizamos esta aceção mais lata de “clima”.

Fatores climáticos/meteorológicos são as variáveis que condicionam os elementos climáticos/meteorológicos. Como por exemplo, latitude, altitude, declive, exposição, continentalidade ou oceanidade.

Os fenómenos meteorológicos desenvolvem-se em escalas espaciais e temporais muito diversas. Assim, temos sistemas de *microescala* (< 100 m), tal como calor que é transferido duma folha de alguns centímetros para o ar mais frio, o calor que se transmitiria na mesma folha se uma parte estivesse mais quente do que outra, ou a transferência de água de uma cultura para a atmosfera. A poluição, os ventos locais fortes, formação de nuvens convectivas ou de turbulência na ausência de nuvens, dão-se ao nível da *topoescala* (100 m - 3 km). As trovoadas, ventos catabáticos, tornados, brisas marítimas ou de montanha são fenómenos de *mesoescala* (3 km - 100 km). A *macroescala* (100 km - 3000 km), que é a escala a que se faz a análise e previsão do estado do tempo, que abrange, por exemplo, sistemas de altas e baixas pressões, massa de ar de origens diferentes que se confrontam, frentes. Por fim, existem fenómenos à *escala planetária* (> 3000 km), por exemplo, as ondas troposféricas longas de altitude.

O objeto de estudo da *micrometeorologia* é de microescala e limita-se à camada inferior da camada limite planetária, entendida esta como a camada onde o efeito da superfície terrestre se faz sentir. A maioria dos processos que explicam respostas ou pretendem apoiar sistemas que melhoram o desempenho vegetal ou animal desenvolvem-se à escala micrometeorológica [1].

1.2. A atmosfera terrestre

A Terra é o terceiro planeta do sistema solar, o quinto maior e o mais denso. A superfície do globo tem 71 % da sua área coberta de água, principalmente oceanos, e a restante área consiste em continentes e ilhas. O gelo cobre parte de alguma da área do globo terrestre nas regiões circunvizinhas aos polos e nas montanhas mais altas.^a

Sobre a superfície do globo existe uma camada gasosa muito fina, onde se distribuem os gases constituintes do *ar*, que é a *atmosfera terrestre*. A atmosfera começa a ser perceptível abaixo dos 120 km de altitude (i.e., cerca de 1.9 % do raio médio da Terra). Note-se que a espessura da atmosfera é maior no equador e no verão e menor nos polos e no inverno.

Em volume, o ar seco é constituído por cerca de 78 % de nitrogénio, 21 % de oxigénio e os restantes gases ocupam 1%. O argón contribui com 0.93 % e o dióxido de carbono com cerca de 0.04 %. Note-se, desde já, que a percentagem deste último tem vindo a aumentar muito de forma contínua devido ao aumento das emissões de origem antro-

^a Ao conjunto da água junto à superfície do globo chama-se *hidrosfera*, ao conjunto das rochas junto à superfície chama-se a *litosfera* e o conjunto do gelo é denominado *criosfera*.

pogénica. O ar húmido contém uma concentração variável de vapor de água que ronda 1 % junto à superfície e menos de metade deste valor quando se faz o cálculo para toda a atmosfera.

À medida que se sobe na atmosfera, a massa de ar que está numa coluna de ar acima do ponto é menor e o ar encontra-se cada vez mais rarefeito. Assim, a *pressão hidrostática* resultante, a que se chama *pressão atmosférica*, e a densidade do ar diminuem exponencialmente com a altitude. A *pressão atmosférica normal* é 101.325 kPa. Para estimar a pressão atmosférica (p) a determinada altitude (A , em m) pode-se utilizar:

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{A}{8200}\right) \quad [\text{kPa}] \quad \text{Eq. 1.1}$$

onde p_0 é a pressão atmosférica normal.

A atmosfera encontra-se estratificada, podendo-se distinguir quatro camadas, além de uma de transição (*exosfera*) entre a atmosfera e o espaço extraterrestre, em que as moléculas estão muito afastadas entre si e em que existem algumas que partem para o espaço [2, 3] (Fig. 1.1):

- i. *Troposfera* – Camada onde ocorrem a maioria dos fenómenos meteorológicos. Temperatura decrescente. Espessura média de cerca de 11 km. Na *tropopausa*, que é a interface entre esta camada e a seguinte, o gradiente de temperatura é praticamente nulo.
- ii. *Estratosfera* – Inversão devido à forte absorção da radiação UV pelo ozono. Em média, vai até a cerca de 50 km (*estratopausa*). Pico de concentração do ozono a cerca de 25 km.
- iii. *Mesosfera* – Ar muito rarefeito. Estende-se até 85 a 100 km, altitude a que se encontra a *mesopausa*.
- iv. *Termosfera* – Camada em que as temperaturas atingidas são elevadas. Poucos átomos e moléculas nesta camada. A termopausa pode estar por volta dos 500 km. Note-se, contudo, que muito poucos átomos se encontram a estas altitudes.

Outras regiões ou camadas têm sido consideradas, utilizando outros critérios. Assim, temos:

- i. Sistema baseado na composição:
 - Homosfera* – Mistura provoca composição relativa aproximadamente constante dos componentes maioritários (N_2 , O_2 e Ar). Vai até ao topo da mesosfera.
 - Heterosfera* – Átomos mais pesados com maior concentração nas camadas mais baixas da termosfera, devido a mistura quase inexistente.

ii. Sistema baseado na ionização:

Ionosfera – Eletrões livres e iões devido às elevadas temperaturas. Tipicamente na última parte da mesosfera até ao limite superior da atmosfera. Tem importância nas comunicações. Permite ouvir rádio difundido a partir de estações que estão abaixo do horizonte.

A camada troposférica junto ao solo, onde a velocidade do vento é atenuada devido ao atrito na superfície, e existem trocas de grandezas físicas tais como calor e humidade, chama-se a *camada limite planetária* (PBL) ou *camada limite atmosférica* (ABL). Acima da PBL está a *atmosfera livre*. A espessura da PBL é geralmente inferior a 1 km, mas depende da velocidade do vento, rugosidade da superfície, e estabilidade atmosférica. Por outro lado, muitas vezes convencionam-se que o espaço começa acima dos 100 km de altitude, portanto ainda na parte inferior da termosfera.

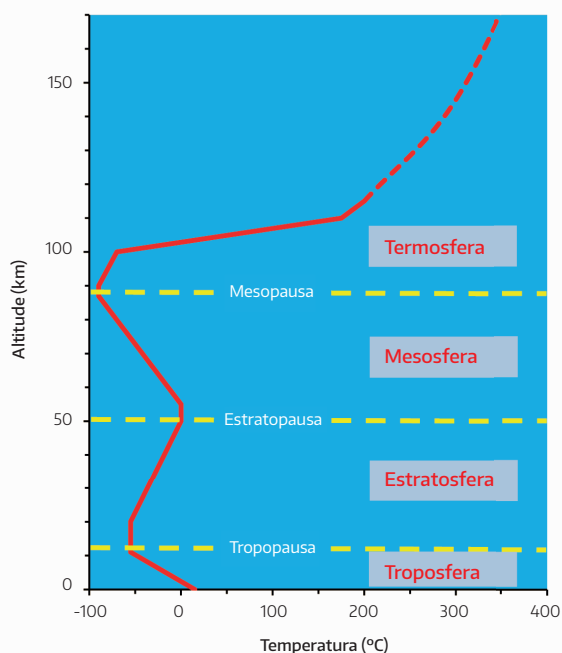


Fig. 1.1 Camadas da atmosfera, excetuando a exosfera, que é uma camada de transição para o espaço extraterrestre. As temperaturas na termosfera podem variar desde 500°C até 1500°C devido a diferenças de atividade solar.

Na troposfera, a temperatura, pressão atmosférica e densidade diminuem quando a altitude aumenta. Ao nível do mar a temperatura média da superfície é aproximadamente 15 °C, a pressão oscila em torno da pressão atmosférica normal e a massa volúmica do ar oscila em torno de 1.23 kg/m³. Na baixa estratosfera existe uma estabilização da temperatura, mas as outras variáveis continuam a diminuir (Fig. 1.2).

Radiação solar e terrestre

2.1. Introdução

A cascata de energia que alimenta os processos naturais na Terra tem a sua origem na radiação solar. Entre as formas de energia utilizadas pelo homem, existem energias não renováveis, como a energia nuclear e geotérmica, que têm origem distinta. Os carvões minerais e o petróleo, por outro lado, não são mais do que energia solar que foi armazenada no seio de ecossistemas passados.

O Sol é uma caldeira nuclear gigantesca em que se faz a fusão de átomos de hidrogénio, que se transformam em metade do número de átomos de hélio, e perde-se neste processo uma porção de massa que se transforma em energia. Esta energia faz com que as temperaturas no Sol sejam elevadas e alimenta um manancial enorme de radiação que é enviado para o espaço em todas as direções. Embora muito lentamente, o Sol perde massa e consome a quantidade finita de hidrogénio que sustenta a sua atividade. À taxa a que o Sol está a queimar o seu combustível ainda restam cerca de 5 mil milhões de anos de atividade.

A temperatura superficial (aparente) do Sol é de cerca de 5772 K, o que faz com que grande parte da radiação enviada para o espaço seja no visível. Uma pequeniníssima parte desta colossal quantidade de energia radiante é intercetada pela Terra. A radiação solar, de pequeno comprimento de onda, que chega ininterruptamente ao hemisfério iluminado da terra tem uma “intensidade”, medida no topo da atmosfera e perpendicularmente aos raios solares, que é praticamente constante, em dado dia do ano. As variações sazonais desta “intensidade” também não são muito grandes, visto que a órbita elíptica da Terra tem uma excentricidade pequena. No percurso entre o topo da atmosfera e a superfície terrestre uma parte da radiação sofre depleção, chegando à superfície, em cada instante, uma percentagem variável da radiação incidente que de-

A Eq. 2.4, mostra que, para determinado comprimento de onda, a razão entre a emitância espectral e a absorvidade espectral não depende da natureza do corpo em causa e só depende da sua temperatura. A Eq. 2.5 explicita que, para determinada temperatura, a emissividade espectral dum corpo é igual à sua absorvidade espectral, o que é uma constatação importante. Dito de outros modos:

- i. para que um corpo real emita radiação a determinado λ (i.e., $e(\lambda) > 0$), é necessário que o corpo negro emita radiação naquele c.d.o. e que o corpo real a possa absorver radiação nesse c.d.o. ($\alpha(\lambda) > 0$); e
- ii. um absorvente seletivo de radiação é também um emissor seletivo.

Esta lei dita que, sendo os gases atmosféricos absorventes seletivos sejam também emissores seletivos. Por exemplo, como veremos, existem bandas de absorção de alguns gases de efeito de estufa, o que indica que estes gases também emitem fortemente nestas bandas.

Tomemos outro exemplo: a neve é, aproximadamente, um corpo negro para os infravermelhos, pelo que a sua emissividade é quase igual a 1. Logo, para a mesma gama de comprimento de onda, a absorvidade, também, é quase igual a 1. Neste caso, a refletividade é quase nula. Ao invés, como todos sabemos, a refletividade da neve na banda visível é muito elevada, pelo que a sua absorvidade e emissividade são muito baixas nesta banda.

Outro exemplo é o de uma superfície pintada com negro ótico, que está a determinada temperatura, quanto muito alguns graus acima da temperatura ambiental, absorve quase toda a radiação solar e terrestre que atinge sua superfície; logo, a sua emissividade é quase unitária. No entanto, esta superfície não emite radiação visível, pois para esta temperatura a emitância do corpo negro no visível é nula.

Exemplo 2.2

Sabendo que o valor da emissividade da relva para os grandes c. d. o. é 0.97, diga qual o seu coeficiente de absorção para os grandes comprimentos de onda, à mesma temperatura.

Resolução

Dado: $\varepsilon = 0.97$

Segundo a Lei de Kirchhoff, as emissividades e absorvidades espectrais são iguais. Assim, ao longo de todos os c. d. o. do espectro de emissão verifica-se a igualdade $\varepsilon_\lambda = \alpha_\lambda$. Logo, os seus correspondentes integrados para toda a banda dos infravermelhos têm de ser iguais (i.e., $\varepsilon = \alpha$). Como $\varepsilon = 0.97$, resulta que $\alpha = 0.97$.

A energia radiante emitida por um corpo negro aumenta, em todos os comprimentos de onda, com o aumento da sua temperatura. A *Lei de Planck* relaciona a emitância espectral com a temperatura e comprimento de onda. Assim, a emitância espectral, $E(\lambda, T_K)$, dum corpo negro descreve-se pela equação:

$$E(\lambda, T_K) = \frac{2 \pi h c^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{\lambda T_K}\right) - 1 \right]} \quad [\text{W m}^{-3}] \quad \text{Eq. 2.6}$$

onde h é a constante de Planck, c é a velocidade da luz no vácuo, k é a constante de Boltzmann ($1.3805 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$), e T_K é a temperatura em kelvins.

Na Fig. 2.1 pode-se verificar visualmente que à medida que a temperatura aumenta a emitância espectral aumenta também e que a crista da superfície desloca-se em direção aos c. d. o. menores.

Os corpos reais (i.e., corpos cinzentos) emitem menos do que os corpos negros pelo que a sua emitância espectral é $e(\lambda) = \varepsilon(\lambda) E(\lambda)$, onde $0 \leq \varepsilon(\lambda) \leq 1$ é a emissividade espectral.

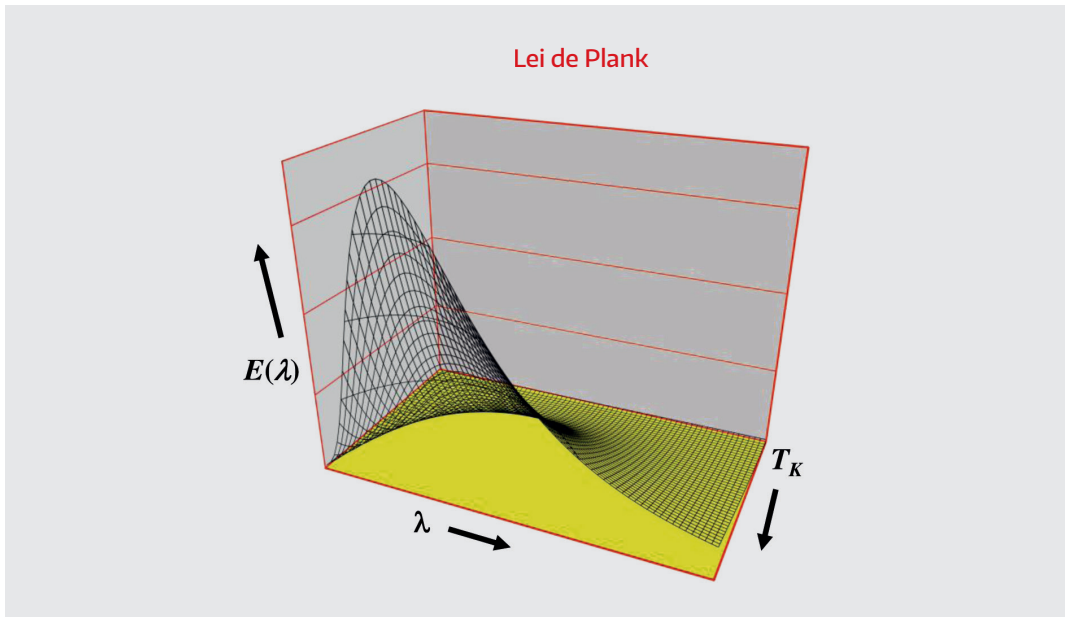


Fig. 2.1 Gráfico 3-D da Lei de Planck. Note que, quando aumenta a temperatura (T_K), a superfície afasta-se do plano $\lambda - T_K$ e a crista da superfície desloca-se para a esquerda.

Exemplo 2.3

Calcule a emitância espectral de corpos negros, $E(\lambda, T_k)$, às temperaturas de 273, 323 e 373 K, para 10 comprimentos de onda, uniformemente espaçados, entre 1 e 19 μm . Represente graficamente, no mesmo gráfico, as curvas da emitância espectral para as três temperaturas supracitadas. Discuta a posição relativa das curvas, incluindo os máximos dessas curvas.

Resolução

Dado: $T_1 = 273 \text{ K}$, $T_2 = 323 \text{ K}$, $T_3 = 373 \text{ K}$, $c = 2.998 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$, $N = 6.023 \times 10^{23}$

$\lambda_1 = 1 \mu\text{m}$, ... $\lambda_{10} = 19 \mu\text{m}$

Gráfico conjunto das curvas que passam por $E(\lambda_1, T_1) \dots E(\lambda_{10}, T_1)$, $E(\lambda_1, T_2) \dots E(\lambda_{10}, T_2)$ e $E(\lambda_1, T_3) \dots E(\lambda_{10}, T_3)$.

Da Eq. 2.6 resultam os valores do quadro seguinte:

T_k (K)	Emitância do corpo negro em função de λ e T_k ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)									
	Comprimentos de onda (μm)									
	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19
273	0.0	0.0	3.1	11.9	18.1	19.4	17.7	15.1	12.4	10.0
323	0.0	0.5	16.0	38.2	45.0	41.1	33.7	26.6	20.6	16.0
373	0.0	4.0	53.0	89.9	88.1	71.6	54.5	40.7	30.3	22.8

O gráfico pedido é

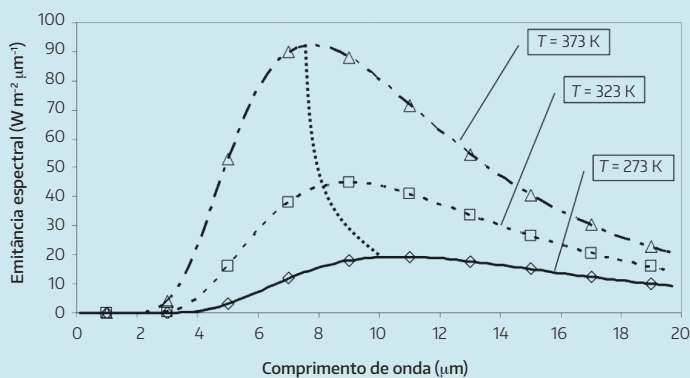


Fig. 2.2 Emitância espectral de três corpos negros às temperaturas de 273, 323 e 373 K.

Note-se que as linhas que unem os valores calculados não foram pedidas. Estas linhas são séries independentes que foram elaboradas em folha de cálculo, aumentando para cerca de 100 os valores da emitância espectral para cada temperatura.

verificam-se para solos lisos após sementeira e os mais baixos para solos lavrados; após a passagem de grade de discos ou escarificador os valores de ρ são intermédios. Note-se que a diferença só é apreciável nos solos mais claros.

A refletividade dos solos e da vegetação variam com o c. d. o. Assim, um solo típico que tenha $\rho \approx 0.20$ tem $\rho(\text{PAR}) \approx 0.15$ e $\rho(\text{NIR}) \approx 0.25$. Por outro lado, uma cultura anual bem desenvolvida e que cubra todo o terreno tem $\rho \approx 0.25$, sendo $\rho(\text{PAR}) \approx 0.05$ e $\rho(\text{NIR}) \approx 0.45$.

Uma cultura anual que cubra a quase totalidade do solo tem $\rho \approx 0.25$. Assim, as culturas que cubram apenas parcialmente o solo têm valores de ρ que são mais influenciados pelo tipo de solo (cor) e teor de humidade. Assim solos claros e secos resultam em valores de $\rho > 0.25$ e solos húmidos, especialmente os de textura mais fina, resultam em valores de $\rho < 0.25$.

As florestas densas têm muitas superfícies de reflexão e rugosidade apreciável, o que resulta em coeficientes de reflexão bastante mais baixos do que as culturas anuais bem desenvolvidas.

A presença de neve aumenta muito a reflexão das superfícies, o que contribui para uma baixa absorção da radiação e conseqüente aumento da sua persistência. Ao invés, as superfícies aquáticas quando o Sol está alto, portanto quando a potência da radiação é maior, têm valores de ρ baixos (≈ 0.05), o que se traduz em grande absorção de radiação solar. No caso da pelagem dos mamíferos e da plumagem das aves a cor influencia ρ , sendo os valores mais baixos referentes às peles e plumagens mais escuras.

Quadro 2.1 Valores indicativos do coeficiente de reflexão da radiação solar [6, 7].

Superfície	Coefficiente de Reflexão (0.3-3.0 μm)	Observações
A) Solo nu		
Solo claro	0.25-0.35	húmido → seco
Solo escuro	0.08-0.15	húmido → seco
B) Culturas arvenses, hortícolas e industriais		
Algodão	0.21	
Amendoim	0.17	
Ananás	0.15	
Batata	0.23	
Beterraba sacarina	0.26	LAI \geq 5
Cacau	0.16	
Cana-de-açúcar	0.19	
Cereais	0.26	LAI \geq 5
Cola (nozes)	0.13	
Feijão	0.23	
Girassol	0.28	LAI \geq 5
Inhame	0.19	

Quadro 2.1 Cont.

Superfície	Coefficiente de Reflexão (0.3-3.0 μm)	Observações
Leguminosas	0.26	LAI \geq 5
Mandioca	0.19	
Pepino	0.26	
Tabaco	0.19	
Tomate	0.23	
C) Fruteiras caducifólias		
Pereiras e macieiras (regime intensivo)	0.18	
Prunóideas	0.15 - 0.18	
D) Fruteiras de folha persistente		
Abacate	0.18 - 0.22	LAI=5: PAR (0.08) plena produção intensivo em plena produção
Laranjal	0.19	
Olival	0.17	
E) Florestas		
Eucaliptal	0.19	
Floresta de caducifólias	0.10 - 0.20	
Floresta de coníferas	0.08	
Floresta tropical chuvosa	0.12	
Pinhal	0.17	
F) Outras superfícies artificiais		
Asfalto	0.15	
Cimento alterado	0.2	
Cimento limpo	0.55	
Macadame	0.18	
G) Outras superfícies naturais		
Água (lagos, mar)	0.05 - 0.30	aumenta com ângulo zenital escura \rightarrow clara
Aves (plumagem)	0.1-0.6	
Estepe, savana, tundra	0.18	
Folhas	0.24-0.36	
Neve (recente)	0.85	
Neve (velha)	0.55	
Pele humana	0.18-0.35	escura \rightarrow clara
Pelo (mamíferos)	0.1-0.4	escura \rightarrow clara

Na maioria dos casos práticos, ρ pode ser considerado como um parâmetro que não varia ao longo do dia, embora como vimos isto seja uma simplificação grosseira. No entanto, nos extremos do dia, quando as variações são maiores, o nível de radiação é baixo e os erros globais tendem a ser desprezáveis. Também, no caso da assimilação de CO_2 pela vegetação, utiliza-se a PAR, que tem coeficientes de reflexão muito baixos. Nas aplicações de detecção remota, por exemplo, a abordagem tem de ser mais realista entrando-se com o ângulo zenital da radiação (ver bibliografia de base).



Fig. 2.18 Heliógrafo de Campbell-Stokes.

2.10. Problemas propostos

As soluções destes problemas encontram-se no Apêndice C.

1. Determine a energia associada aos fotões com os c. d. o. seguintes:
 - a) c. d. o. = $100 \mu\text{m}$; b) c. d. o. = $10 \mu\text{m}$; c) c. d. o. = $3.0 \mu\text{m}$
 - d) c. d. o. = $0.5 \mu\text{m}$; e) c. d. o. = $0.3 \mu\text{m}$
 Represente graficamente a relação existente entre o c. d. o. de um fotão e a sua energia.

2. Qual a emitância de um corpo negro à temperatura de $0 \text{ }^\circ\text{C}$?

3. Qual a emitância de um corpo cinzento à temperatura de $20 \text{ }^\circ\text{C}$ e cuja emissividade é de 0.8? Considere que a emissividade é constante para todo o espectro de emissão do corpo negro.

4. Quais os c. d. o. correspondentes à emitâncias monocromáticas máximas de corpos negros às seguintes temperaturas:
 - a) 6000 K (\approx Sol); b) 288 K (\approx Terra); c) 273 K (superfície a $0 \text{ }^\circ\text{C}$).

5. Quais as emitâncias monocromáticas máximas de corpos negros às seguintes temperaturas:
 - a) 6000 K (\approx Sol); b) 288 K (\approx Terra); c) 273 K (superfície a $0 \text{ }^\circ\text{C}$).
 Pode utilizar os valores do problema anterior.

6. Admita que o valor da constante solar é 1373 Wm^{-2} . Admitindo que o Sol se comporta como um corpo negro, calcule a sua temperatura efetiva. Despreze o valor do raio da terra. (Distância média da Terra ao Sol = $1.495985 \times 10^8 \text{ km}$; Raio do Sol = $6.9598 \times 10^5 \text{ km}$)

A temperatura do ar e do solo

3.1. Introdução

A temperatura permite saber de forma objetiva quão quente ou frio está um meio. Um fluido mais quente do que outro tem a partículas constituintes mais “agitadas” do que um fluido mais frio, pelo que aquelas podem disponibilizar mais energia.^a O ar aquece ou arrefece em contacto com superfícies quentes ou frias, respetivamente. Pode também aquecer ou arrefecer através da absorção ou emissão de radiação ou, ainda, por compressão ou expansão.

O ar em repouso é um excelente isolador térmico, mas o ar raramente está parado. Ao invés, no seio dum volume de ar há sempre porções mais pequenas que, por estarem a temperaturas diferentes, têm densidades diferentes o que provoca deslocamentos de ar e redistribuição de calor por convecção.

Tipicamente, durante o dia, a superfície terrestre absorve radiação e aquece. Consequentemente, o ar em contacto com a superfície aquece, continuando o calor a transmitir-se gradualmente em altura. Neste caso, a superfície funciona como uma fonte quente. Durante a noite, a superfície perde calor por emissão de radiação infravermelha, funcionando como uma fonte fria que retira calor ao ar. O calor da superfície também flui para o solo, durante o dia, transmitindo-se gradualmente em profundidade. Durante a noite, a superfície está mais fria do que as camadas mais profundas do solo e o calor transmite-se gradualmente até à superfície. As plantas e animais que estão imersos no ar funcionam por vezes como fontes quentes e outras como fontes frias, perdendo ou ganhando calor através das suas superfícies.

^a Em rigor: a temperatura é uma grandeza física que mede a energia cinética média das partículas existentes num sistema em equilíbrio térmico.

Para que se possam calcular os fluxos de calor envolvidos nestas transferências, é necessário conhecer-se com exatidão as temperaturas das superfícies e do ar. No ponto 3.6 falar-se-á com detalhe na medição da temperatura. Salienta-se desde já o facto de que quando se reporta a temperatura do ar, sem referir a altura a que se faz a medição, admite-se que essa medição foi feita a 1.5 m de altura, em Portugal, e que o termómetro está abrigado da radiação solar.^a

3.2. Perfis da temperatura na atmosfera e no solo

Na camada mais baixa da atmosfera (troposfera) a temperatura do ar desce com a altitude. A taxa de variação com a elevação chama-se o *gradiente vertical da temperatura* cujo valor é, aproximadamente, $-0.65\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$. Contudo, na camada de ar junto à superfície o perfil da temperatura está em constante mutação e, conseqüentemente, também o perfil da temperatura no solo. A Fig. 3.1 mostra perfis da temperatura na camada limite da atmosfera abaixo de 24 m e no solo até à profundidade de 1 m, num pomar de macieiras em plena produção, localizado em Carrazeda de Ansiães. Note-se que junto à superfície, abaixo dos 3.5 m de altura, a copa das árvores funciona ora como fonte (durante o dia) ora como escoadouro (durante a noite) de calor, modificando o perfil de temperatura no ar.

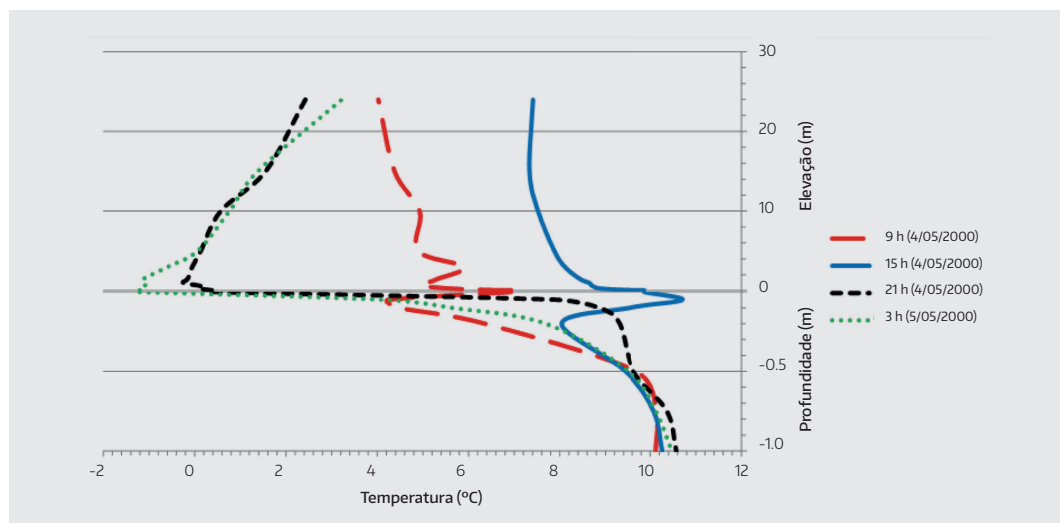


Fig. 3.1 Perfis de temperatura no ar e no solo num pomar de macieiras em Carrazeda de Ansiães, incluindo uma noite em que ocorreu geada. Note-se que a escala de profundidade no solo é 20 vezes maior do que a escala de elevação no ar.

^a A Organização Meteorológica Mundial estabelece que a medição da temperatura do ar nas estações meteorológicas e climatológicas seja feita entre 1.25 m e 2 m de altura acima de uma superfície relvada, estando o termómetro colocado em abrigo apropriado.

Humidade do ar e estabilidade atmosférica e orvalho

Uma partícula de ar tem variáveis (temperatura, pressão e volume) que definem o seu estado (*estado do sistema*). Quando algumas dessas variáveis se alteram, há uma mudança de estado e diz-se que o sistema sofreu um *processo* ou transformação. Esse processo é *reversível* se puder ser realizada a trajetória inversa, caso contrário o processo é *irreversível*.

Existem quatro possibilidades de processos individuais que podem ocorrer num gás ideal, por aproximação no ar:

- i. *Isotérmico* – Em que a temperatura se mantém constante.
- ii. *Isocórico* – Em que o volume se mantém constante.
- iii. *Isobárico* – Em que a pressão se mantém constante.
- iv. *Adiabático* – Em que não há trocas de calor entre o sistema e o meio exterior.

O vapor de água, que constitui a humidade do ar, é apenas mais um gás que existe no ar húmido e que tem uma pequena contribuição para a pressão atmosférica. A quantidade exígua deste gás no ar tem uma importância crucial e regula muitos processos físicos e biológicos na camada limite atmosférica.

A humidade do ar está presente nos modelos que simulam o crescimento e produção das culturas, cálculo das necessidades de rega e sua calendarização, previsão da incidência de pragas e doenças, data ideal de colheita de forragens, etc. A humidade é também importante para a saúde animal e influencia algumas das suas produções. A ignição e propagação de fogos são também propiciadas pela ocorrência de baixas humidades atmosféricas.

4.1. Grandezas que medem a humidade do ar e grandezas relacionadas^a

Quando uma superfície de água se encontra em contacto com ar, algumas moléculas de água libertam-se da superfície líquida, passando ao estado de vapor. O vapor de água é um dos gases presentes na mistura de gases que formam o ar húmido e exerce uma *pressão parcial* em todas as superfícies que limitam este ar. A soma das pressões parciais de todos os gases atmosféricos constitui a pressão atmosférica. Assim, a pressão atmosférica (p) é

$$p = p_{as} + e_a$$

onde p_{as} é a pressão do ar seco e e_a é a *tensão real de vapor de água* que é a pressão parcial do vapor de água de uma determinada partícula de ar.

Quando o ar está saturado de vapor de água, a pressão parcial correspondente é a *tensão de saturação de vapor de água*, e_s .

Quando o cálculo é feito para o ar em contacto com água líquida,

$$e_s(\text{sobre água líquida}) = 610.8 \exp\left(\frac{17.27 T}{T+237.3}\right) \text{ [Pa]} \quad \text{Eq. 4.1}$$

onde T é a temperatura do ar em graus Celsius. No entanto, quando o cálculo é feito para o ar sobre gelo,

$$e_s(\text{sobre gelo}) = 610.8 \exp\left(\frac{21.875 T}{T+265.5}\right) \text{ [Pa]} \quad \text{Eq. 4.2}$$

A grandeza e_s não necessita de ser medida, ao invés de e_a , visto que é uma função unívoca da temperatura (Fig. 4.1).

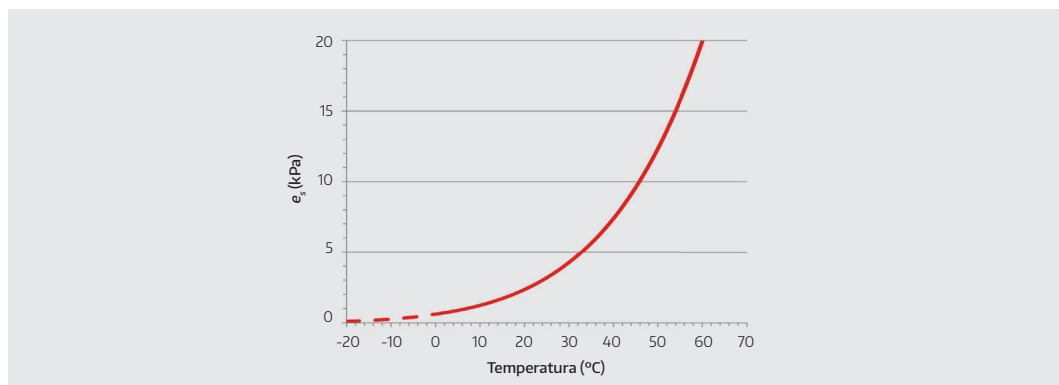


Fig. 4.1 Tensão de saturação de vapor de água em função da temperatura. Abaixo de 0 °C utiliza-se a Eq. 4.2, que determina a tensão de saturação sobre o gelo.

^a As equações que medem a humidade do ar podem ser todas deduzidas partindo da Lei dos Gases Ideais, mas em alguns casos a dedução é trabalhosa.

Vento

O vento é ar em movimento. Pode ser analisado em diversas escalas espaço-temporais:

- i. *Microescala* – Abrange desde turbulências de pequena escala até movimentos de ar que podem atingir dezenas ou centenas de metros, tais como as movimentações de ar desde a camada limite de uma folha até à corrente livre, entre áreas irrigadas e de sequeiro, entre dois alçados de um edifício, um ensolarado e outro na sombra, tendo uma duração temporal de segundos a minutos.
- ii. *Topo e mesoescala* – Estão associados a desenvolvimentos de pressões diferenciadas entre zonas que distam tipicamente alguns quilómetros e têm uma duração temporal de minutos a horas. Os ventos locais são um caso típico. Nas regiões litorais, durante o dia desenvolvem-se baixas pressões acima da superfície aquecida e altas pressões no ar acima da superfície do mar que está mais frio, invertendo-se a situação durante a noite, o que provoca ventos diurnos do mar para a terra e da terra para o mar durante a noite. Outros ventos locais estão associados a zonas de montanha. Neste caso, o vento sopra do vale para a montanha durante o dia, visto que as encostas estão relativamente mais quentes (*brisa do vale* ou *anabática*); durante a noite, das encostas arrefecidas sopra o vento frio para o vale (*brisa da montanha* ou *catabática*). Para além do vento Föhn (ou Chinook), que foi apresentando no capítulo anterior, o Mistral (Alpes, França), o Bora (Balcãs, mar Adriático), são outros casos de sistemas que se desenvolvem na mesoescala.
- iii. *Macroescala* – Esta é a escala sinóptica dos grandes sistemas de altas e baixas pressões, dos movimentos de massas de ar e frentes que lhes estão associadas, das correntes de jacto, dos ventos alísios que sopram de ambos os lados do equador, etc. As sua escala pode chegar aos milhares de quilómetros e tem uma duração de dias.

O vento tem direção, sentido e módulo. O movimento do ar dá-se em resposta a um gra-

(1 D), a velocidade e direção horizontal do vento (2 D), ou a velocidade e direção no espaço tridimensional (3 D) (Fig. 5.4) [1, 2].

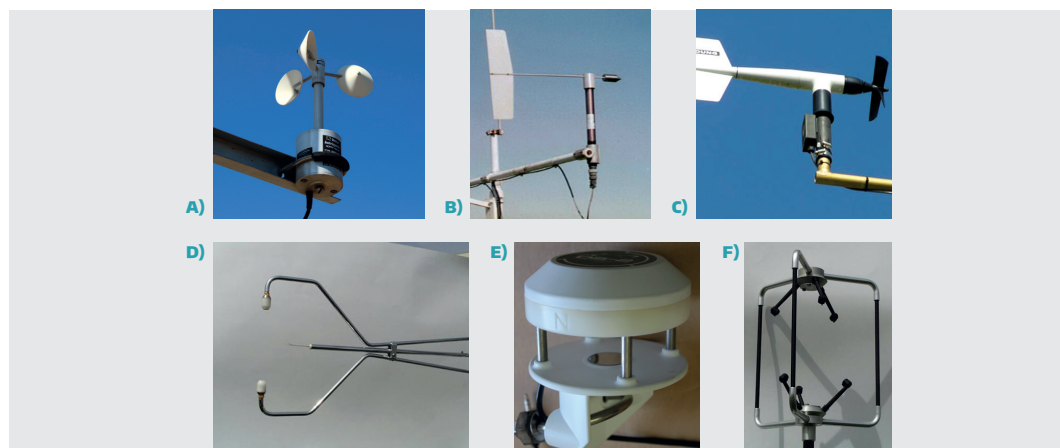


Fig. 5.4 Anemômetro de copos (A), cata-vento (B), e cata-vento e anemômetro de hélice (C); anemômetros sônicos 1D (D), 2 D (E) e 3 D (F).

A velocidade do vento mede-se, geralmente, a uma altura de 10 m. O vento mede-se, normalmente, em km / h e m / s. A escala de Beaufort, apresentada Quadro 5.1, classifica o vento de acordo com a sua velocidade. Esta escala inicialmente desenvolvida para medir a força do vento em aplicações náuticas, vem sendo usada em diferentes aplicações agrícolas quando não se dispõe de instrumentos de medida nas proximidades.

Quadro 5.1 Graus da escala de Beaufort, com equivalentes em km / h, e efeitos sobre as terras.

Grau	Designação	km / hora	Efeitos em terra
0	<i>Calma</i>	<1	Fumo eleva-se na vertical
1	<i>Aragem</i>	1–5	Fumo indica direção do vento; cata-vento convencional não se move
2	<i>Fraco</i>	6–11	Sente-se o vento na cara; as folhas das árvores movem-se; os moinhos começam a trabalhar; cata-vento convencional move-se
3	<i>Bonançoso</i>	12–18	As folhas e pequenos ramos constantemente agitados; as bandeiras leves desfraldam ao vento
4	<i>Moderado</i>	19–30	Poeira e pequenos papéis levantados; movem-se os pequenos ramos das árvores
5	<i>Fresco</i>	31–39	Movimentação de árvores pequenas; superfície dos lagos ondula
6	<i>Muito Fresco</i>	40–50	Movem-se os ramos das árvores; dificuldade em manter um guarda-chuva aberto
7	<i>Forte</i>	51–61	Movem-se as árvores grandes; dificuldade em andar contra o vento
8	<i>Muito Forte</i>	62–74	Quebram-se galhos de árvores; circulação de pessoas difícil

Precipitação

A *precipitação* é constituída por água no estado líquido ou sólido, que resultou da condensação ou deposição do vapor de água do ar, formando partículas que caem por ação da gravidade. Em condições naturais, a precipitação é a entrada de água mais importante para o balanço hídrico dos solos. Como a água é essencial à vida e desempenho dos organismos vivos, a precipitação é um dos mais importantes elementos meteorológicos para a agricultura de sequeiro. Em geral, para a maioria das culturas de sequeiro, dentro de certos limites, pode-se afirmar que quanto maior for a precipitação maior é a produtividade. A *seca*, que se traduz em disponibilidades de água anormalmente baixas, é um dos problemas mais graves enfrentados pelas culturas de sequeiro em climas mediterrânicos e outros climas com baixas disponibilidades hídricas na época de crescimento. No entanto, quando a precipitação é excessiva e os solos ficam saturados durante períodos alargados, a maioria das plantas apresenta sintomas adversos e a produtividade é afetada. Com efeito, o *encharcamento* pode conduzir a situações de asfixia das raízes, pois a água ocupa a maior parte da porosidade, reduzindo a quantidade de ar do solo. Nestas condições, a capacidade de absorção da água é afetada e as plantas, paradoxalmente, sofrem por falta de água. Assim, é frequente que a seca e o encharcamento tenham muitos sintomas em comum.

Nem toda a água da precipitação chega ao solo. Quando começa a chover, a água que é *intercetada* pelas partes vegetais molha-as e não chega à superfície do solo. Só após a capacidade de retenção do coberto vegetal ser satisfeita, a água intercetada cai sobre a superfície do solo.

A água da chuva que cai diretamente sobre a superfície de um solo pode, dependendo das características e condição desse solo, provocar o destacamento e posterior arrastamento de partículas constituintes do solo (i.e., *erosão*).

Evaporação

A *evaporação* (E) e a *transpiração* (T) somadas constituem a *evapotranspiração* (ET). Transformam a água líquida em vapor de água, que uma vez condensado dá origem às nuvens que, finalmente, causam precipitação.

Os termos “evaporação” ou “vaporização”, quando aplicados à água, em boa verdade, já englobam a “evaporação” do solo e das outras superfícies e a “transpiração” das plantas e de outros seres vivos. Assim, os termos “evaporação” e “evapotranspiração” são uma e a mesma coisa. Este último termo só é utilizado para frisar que existem duas componentes diferenciáveis: uma que é um fenômeno físico de mudança de fase e o outro que envolve a intermediação de um ser vivo, que nem sempre atua como uma simples mecha, pois tem mecanismos que controlam o fluxo.

A taxa de evaporação de uma superfície líquida depende de variáveis meteorológicas, tais como a radiação líquida, temperatura e humidade do ar, velocidade do vento, além de outros fluxos não radiantes. A evapotranspiração também está condicionada pelas mesmas variáveis e fluxos, mas tem mais uma condicionante que é a resistência da própria superfície. No Cap. 9 apresentaremos os fundamentos teóricos e os métodos de estimativa da evapotranspiração usando dados meteorológicos.

7.1. Medição da evaporação e da evapotranspiração

A evaporação e a transpiração durante um determinado intervalo de tempo expressam-se, tal como a precipitação, em altura de água (mm). Portanto, a taxa respetiva é expressa em altura de água por unidade de tempo (mm/h ou mm/d). Muitas vezes, no entanto, principalmente nos estudos energéticos, utiliza-se a densidade do fluxo de

calor latente, λE , que resulta do produto do calor latente de vaporização pela taxa de evaporação ($W m^{-2}$). Outras unidades são também utilizadas, contudo, tal como acontecerá neste livro.

Neste capítulo, referimos apenas alguns métodos diretos e indiretos de medição da evaporação, deixando os métodos micrometeorológicos para mais tarde. Propositadamente, ignoramos alguns métodos que podem ser úteis em investigação, mas que não são geralmente utilizados na prática para maximizar a produção vegetal ou fomentar a poupança de água [1-3].

7.1.1. Medição da evaporação

Em geral, nas estações meteorológicas e climatológicas existem dois instrumentos que medem a evaporação, os *evaporímetros* (atmómetros) e as *tinas de evaporação*.

Um atmómetro é um instrumento em que se mede a evaporação de uma superfície molhada padrão. Esta pode ser de várias formas, dimensões e materiais. O mais difundido é o *evaporímetro de Piche* (Fig. 7.1 A). É constituído por um tubo de ensaio invertido, fechado na extremidade aberta por um círculo de papel mata-borrão (superfície evaporante: $13 cm^2$), que está permanentemente humedecido. À medida que ocorrem perdas de água por evaporação o nível vai baixando, fazendo-se a medição da quantidade evaporada numa escala graduada a partir do topo em milímetros. O evaporímetro de Piche é colocado no abrigo, muitas vezes, ao lado do psicrómetro. A relação entre os valores obtidos e a evapotranspiração potencial tem de ser objeto de calibração para cada modelo e condições de medição.



Fig. 7.1 (A) Evaporímetro de Piche colocado em abrigo meteorológico do tipo Stevenson. (B) Tina de evaporação US Class A, em que se pode ver o poço amortecedor no seu interior onde está colocado o parafuso micrométrico para medir o nível da água. (C) Parafuso micrométrico.

A *tina de evaporação*, geralmente do modelo US Class A, continua a ser um instrumento muito utilizado (Fig. 7.1 B). Tem o grande inconveniente de deixar livre acesso para os animais e de a temperatura da água na tina poder ser muito diferente da temperatura do ar. Para obviar ao primeiro inconveniente, tem-se recorrido ao uso de uma rede ou grelha (Fig. 7.2 A) que, no entanto, têm a desvantagem de alterar a taxa de evaporação. Algumas tinas são enterradas no solo, o que aproxima a temperatura da água da temperatura do solo nas camadas superficiais. Por outro lado, têm-se feito tentativas de aproximar a evaporação das tinas enterradas com a evapotranspiração da relva em condições potenciais, jogando com o desenho das grelhas; objetivo que tem sido praticamente atingido (Fig. 7.2 B).

A observação da evaporação nas tinas de evaporação limita-se à medição do nível da água, num poço amortecedor, para evitar erros devido à agitação da água. Para a determinação da evaporação entre observações, calcula-se a diferença de nível e soma-se a precipitação medida pelo pluviómetro no mesmo intervalo de tempo. Na observação convencional, o nível da água é dado pela ponta de um gancho que está incorporado num parafuso micrométrico dotado de uma escala em milímetros (Fig. 7.1 C). O conjunto é assente no topo do poço amortecedor. Atualmente, existem dispositivos que são colocados no poço amortecedor e que determinam o nível da água de forma automática.

As medições feitas com o evaporímetro de Piche e com as tinas de evaporação são relacionadas empiricamente com a evapotranspiração potencial ou de referência.

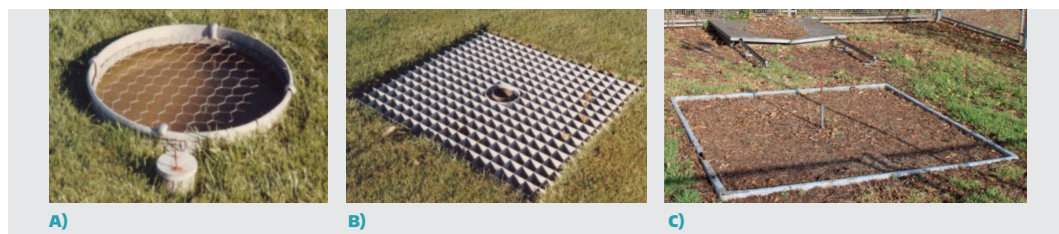


Fig. 7.2 (A) Tina de evaporação com rede. (B) Tina de evaporação com grelha. (C) Lisímetro (evapotranspirómetro) de drenagem (desativado), onde se pode ver o tanque, em primeiro plano, e a vala de drenagem, em segundo plano, coberta com tampa móvel, onde terminam os tubos de drenagem.

Nas estações climáticas convencionais, os erros totais da evaporação devem ser inferiores a 0.1 mm, para evaporações até 10 mm, e 2 % da evaporação medida quando a evaporação é superior. Nas estações automáticas, os erros totais da evaporação devem ser inferiores a 0.5 mm, para evaporações até 5 mm, e 10 % da evaporação medida quando a evaporação é superior.

Fluxos não-radiantes e balanço energético. Cálculo das transferências de calor e de massa

A definição do estado de um sistema físico depende do conhecimento dos fluxos de calor e de massa: *trocas de calor e de massa*. Estes são fluxos não-radiantes, em oposição aos fluxos radiantes (i.e., relativos à radiação eletromagnética).

O balanço energético da unidade de área de um organismo, quando a variação da energia interna deste é desprezável, é dada por

$$R_n + M = H + \lambda E + G \quad [\text{W m}^{-2}] \quad \text{Eq. 8.1}$$

onde

R_n ganho líquido de energia proveniente da radiação (balanço da radiação)

M ganho líquido de energia metabólica

H perda de calor sensível por convecção

λE perda de calor latente por evaporação

G perda de calor por condução para o ambiente

Alguns fluxos podem ser desprezados quando esta equação é utilizada para descrever os balanços energéticos dos animais e das plantas. As perdas de calor por condução nos animais não são consideradas, pelo que a Eq. 8.1 simplifica-se:

$$R_n + M = H + \lambda E$$

Para as plantas, dado M ser desprezável, utiliza-se a equação (Fig. 8.1):

$$R_n = H + \lambda E + G$$

onde G é o fluxo de calor para o solo. Para períodos superiores a um dia, geralmente, despreza-se G .

Exemplo 8.6

Fluxos sobre eucaliptal (método aerodinâmico)

Em condições de estabilidade neutra, mediram-se a velocidade do vento, u , a concentração de vapor de água, χ , e de dióxido de carbono, ρ_c , simultaneamente a várias alturas (z), sobre um coberto de eucalipto plano e extenso. A altura média das árvores (h) era de 20 metros e a temperatura do ar na última altura de medição foi 25 °C. As médias de 30 minutos das variáveis medidas em função da altura foram as seguintes:

z [m]	22	24	28	36	52	70
$u(z)$ (m s ⁻¹)	1.181	1.337	1.583	1.934	2.365	2.683
$\chi(z)$ (g m ⁻³)	13.23	13.00	12.62	12.00	11.45	10.96
$\rho_c(z)$ (g m ⁻³)	0.713	0.717	0.72	0.724	0.728	0.734

- Calcule o deslocamento do plano de referência (d), a velocidade de atrito (u_*), e o parâmetro de rugosidade para o momento (z_M).
- Calcule o fluxo de momento (= tensão de cisalhamento), τ .
- Calcule a resistência aerodinâmica à transferência de momento (r_{aM}) entre a altura de 52 m e o nível em que a velocidade extrapolada é nula (i. e., $z = d + z_M$).
- Calcule a assimilação de dióxido de carbono (fluxo de dióxido de CO₂) para a cultura.
- Calcule a transpiração (fluxo de vapor de água) da cultura para o ar.

Resolução

- Primeiro, numa folha de cálculo, calcula-se d por regressão linear associada a um algoritmo de otimização. O valor de d deve maximizar o ajustamento da reta ao modelo linear da relação entre $u(z)$ e $\ln(z-d)$ (Eq. 8.26). Neste caso, $d = 12.2$ m, sendo o declive da reta, $m = 0.847$, a ordenada na origem, $a = -0.0752$ e o ajustamento quase perfeito ($r^2 = 0.99$). Como $\frac{u_*}{k} = m$ temos $u_* = 0.347$ m/s. Por fim, como $a = -m \ln(z_M)$, temos $z_M = 2.43$ m.
- Como $\tau = \rho u_*^2$ (Eq. 8.27), temos $\tau = 1.177 \times (0.347)^2 = 0.142$ N m².
- Como $r_{aM} = \frac{u(z)}{u_*^2}$ (Eq. 8.32), temos $r_{aM} = 19.64$ s m⁻¹.
- O fluxo de dióxido de carbono, P , é $P = -\frac{d\rho_c}{du} u_*^2$ (Eq. 8.34). Por regressão linear dos valores de ρ_c em u , obtemos o declive da reta, $d\rho_c / d u = 0.0128$. Assim, $P = -0.00154$ g m² s⁻¹ = -5.56 g m⁻² h⁻¹.
- O fluxo de vapor de água, E , é $E = -\frac{d\chi}{du} u_*^2$ (Eq. 8.34). Por regressão linear dos valores de χ em u , obtemos o declive da reta, $d\chi / du = -1.499$. Assim, $E = 0.1837$ g m² s⁻¹ = 661.13 g m⁻² h⁻¹.

- b) *Produção limitada pela água* – Neste nível de produção a disponibilidade hídrica é o único fator limitante considerado para a redução da produção potencial.
- c) *Produção limitada pelo nível nutricional* – Geralmente consideram-se apenas as limitações ocasionadas pela disponibilidade de macronutrientes principais (N, P e K). Note-se, contudo, que na aplicação prática é muito raro chegar-se a este nível.

No contexto da Engenharia Rural, a determinação prática da evapotranspiração cultural (ET_c) faz-se em dois passos sucessivos. Primeiro calcula-se a *evapotranspiração de referência* (ET_o) que representa a procura climática, sendo efetivamente um elemento meteorológico. Depois, determina-se o *coeficiente cultural* (K_c) que traduz as especificações da cultura em causa. Por fim, temos $ET_c = K_c \times ET_o$.

Nos modelos de crescimento existe uma representação de processos mais fina. Assim, o cálculo de ET envolve, mesmo nos modelos mais simples, alguma complexidade. No entanto, em geral, o cálculo da ET_o está presente, mas o efeito da cultura é expresso de modo mais explicativo.

9.1. Evapotranspiração de referência

O termo “evapotranspiração potencial”, introduzido por Thornthwaite (1948) [1], foi usado durante bastante tempo para designar a ET de uma superfície vegetada sem limitações hídricas, de molde que esta variável estaria apenas limitada pelos elementos climáticos. A falta de pormenor nesta definição é evidente, sendo gradualmente aprofundado. Cedo chegou-se à conclusão que o primeiro passo para a simulação da evaporação (e evapotranspiração) teria que passar por uma definição de uma superfície evaporante de referência e em condições padrão. A relva e a luzerna foram as superfícies de referência mais utilizadas, embora a primeira seja a mais comum e a recomendada.

O método de Penman-Monteith (P–M) para cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o), publicado pela FAO [2-4], é hoje quase universalmente aceite. No que se segue, apresentaremos este método e o método de Hargreaves–Samani (H–S) [5], que permite o cálculo de ET_o nas situações em que só existem dados de temperatura.

Note-se que existem muitos mais métodos, nomeadamente métodos climatológicos empíricos, que têm a vantagem de serem menos exigentes em dados (p.ex., só temperatura ou só radiação) e de computação mais fácil.

Exemplo 13.1

Para apoiar a tomada de decisão de gestão, pretende-se saber qual será a redução obtida na produção de milho (silagem) se reduzir a aplicação de água em 100 mm. Admita que 30 % da água evapora a partir do solo, que 35 % dos assimilados vão para as raízes, que o déficit de saturação médio durante o dia (horas de luz), D , é 1.5 kPa, e K_d na Eq. 13.7 é $0.010 \text{ kg m}^{-2} \text{ mm}^{-1} \text{ kPa}$ quando se considera a MS total (aérea + raízes).

Solução

A MS total (W) formada com esta quantidade de água é:

$$W = \frac{0.010 \text{ kg m}^{-2} \text{ mm}^{-1} \text{ kPa}}{1.5 \text{ kPa}} \times 100 \text{ mm} \times (1 - 0.3) = 4667 \text{ kg/ha}$$

Como as raízes constituem 35 % da MS formada, temos:

$$W(\text{parte aérea}) = 4667 \times 0.65 = 3033 \text{ kg/ha}$$

Resposta A produção de milho para silagem seria reduzida em cerca de 3033 kg de MS/ha.

13.6. Referências

- [1] G.P. Asner, Scurlock, J. M., Hicke, J. A., *Global Ecology & Biogeography* 12 (2003) 191-205.
- [2] G.S. Campbell, Norman, J. M., *An Introduction to Environmental Biophysics*, Springer, New York, 1998.
- [3] J.L. Monteith, Unsworth, M. H., *Principles of Environmental Physics. Plants, Animals, and the Atmosphere*, Fourth Edition ed., Academic Press, 2013.
- [4] S.T. Gower, Kucharik, C.J., Norman, J.M., Direct and indirect estimation of leaf area index, fAPAR and net primary production of terrestrial ecosystems, *Remote Sensing Environ.* 70 (1999) 29-51.
- [5] F.W.T. Penning de Vries, Jansen, D. M., Berge, H. F. M., Bakema, A., *Simulation of ecophysiological processes of growth in several annual crops*, PUDOC, Wageningen, 1989, pp. 213-221.
- [6] H.D. Van Heemst, *Plant data values required for simple crop growth simulation models: review and bibliography*, CABO, Wageningen, 1988, p. 100.
- [7] J.P. De Melo-Abreu, M.L. Sousa, J.S. Lopes, CSS_Pear: A Model to Simulate Growth, Production and Quality of Pear (*Pyrus communis* L.), *Acta Horti* 1094 (2015) 223-232.
- [8] J.L. Monteith, *Climate and the efficiency of crop production in Britain*, *Philos. Trans. R. Soc. London. B.* 281 (1977) 277-294.
- [9] J.P.M. Abreu, *Modelo de crescimento e produção da cultura do trigo em condições mediterrânicas*, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 1994, p. 309.
- [10] F.N. Tubiello, Amthor, J.S., Boote, K.J., Donatelli, M., Easterling, W., Fischer, G., Gifford, R.M., Howden, M., Reilly, J., Rosenzweig, C., *Crop response to elevated CO2 and world food supply - A comment on "Food for Thought..." by Long et al.*, *Science* 312 :1918-1921, 2006, *Eur. J. Agron.* 26 (2007) 215-223.
- [11] L. Taiz, Zeiger, E., *Plant Physiology*, 3rd ed., The Benjamin Cummings Publishing Company, Redwood City-California, 2002.
- [12] C.B. Tanner, Sinclair, T. R., *Efficient water use in crop production: research or re search?* In: *Limitations to Efficient Water Use*, in: H.M. Taylor, Jordan, W. R. & Sinclair, T. R. (Ed.), *Limitations to Efficient Water Use*, Am. Soc. Agron., Madison, Wisconsin, 1983, pp. 1-27.

Geadas e danos por resfriamento

14.1. Introdução

As plantas cultivadas em Portugal são, de um modo geral, mais sensíveis e as dessincronizações entre o ciclo vegetativo e a época livre de geadas são mais frequentes do que na maioria dos países europeus. Por isso, embora o nosso clima seja relativamente ameno, existem prejuízos importantes em muitas espécies cultivadas ao ar livre por causa das geadas. A vinha, os citrinos, pomóideas, prunóideas, hortícolas e cereais são, provavelmente, as culturas mais atingidas, mas o castanheiro, a oliveira, as pastagens, forragens e outras culturas são muitas vezes afetados.

Por outro lado, na horticultura protegida, procura-se antecipar cada vez mais as colheitas para beneficiar de melhores preços de mercado, sujeitando as plantas a riscos acrescidos de geada. Quando a proteção não é adequada, as temperaturas críticas são atingidas e prejuízos importantes ocorrem ciclicamente (Fig. 14.1).



Fig. 14.1 Prejuízos em estufas de tomate causados pelas geadas de Janeiro de 1985, em Vila Verde, Sintra. O aquecimento direto que foi implementado (esquerda), por ser insuficiente, não permitiu evitar prejuízos quase totais.

As *geadas de radiação (sentido restrito)* são as que resultam, principalmente, de uma radiação terrestre efetiva grande e são acompanhadas por céu limpo, ponto de orvalho baixo, fraca turbulência atmosférica – calma ou vento fraco – e outros fatores que favorecem o agravamento do balanço energético negativo da superfície terrestre. A baixa drenagem atmosférica, que resulta na acumulação de ar frio, aumenta também a frequência e severidade das geadas.

São geralmente de ocorrência localizada. Podendo as temperaturas durante o dia serem superiores a 15° C, mas o arrefecimento noturno conduz ao aparecimento de temperaturas negativas. Afetam com maior severidade as culturas em depressões do terreno e as terras próximas do fundo do vale.

A Fig. 14.2 apresenta uma situação sinóptica que conduziu à ocorrência de uma geada de radiação (sentido restrito). Note-se que, em geral, as temperaturas do ar são baixas, o céu está limpo e o vento é fraco ou existe calma.

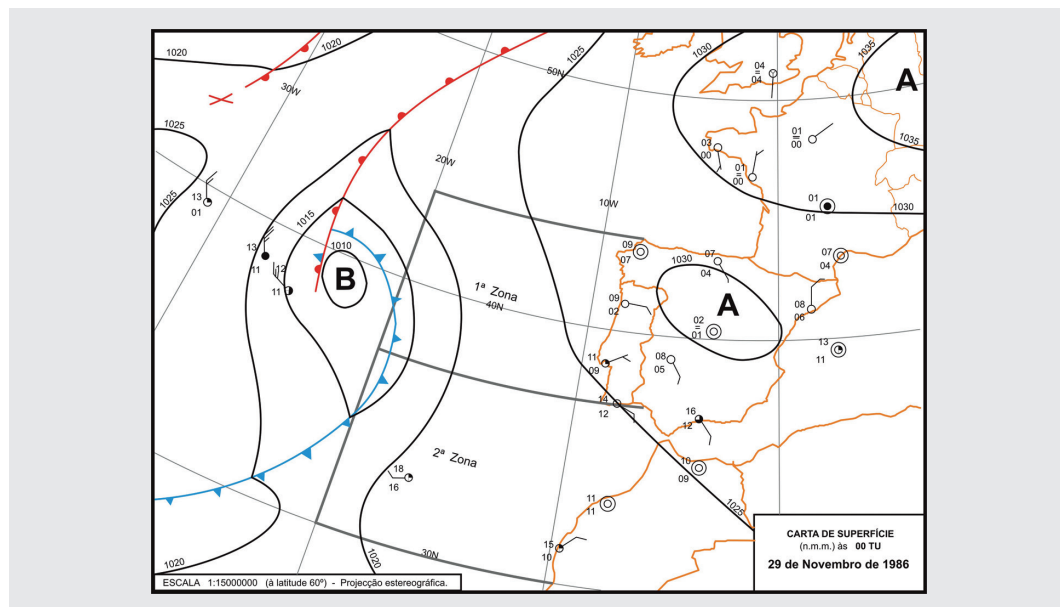


Fig. 14.2 Situação sinóptica que conduziu a geadas de radiação (sentido restrito) em muitas zonas do País no dia 29 de novembro de 1986. Os símbolos de meteorologia sinóptica utilizados na carta são apresentados no Apêndice A.9. Mapa reconstruído por Artur Saraiva a partir do Boletim Meteorológico Diário do INMG.

As *geadas de advecção* resultam da intrusão de massas de ar frio (polares), pouco modificadas e de temperatura inferior a 0 °C. São acompanhadas de vento com velocidade superior a uns 3 m / s, quando ocorre a temperatura mínima, sendo a temperatura do ponto de orvalho bastante baixa. Alguns autores também lhe chamam “geadas de vento”

Proteção contra o escaldão

Os elevados níveis de radiação, associados a temperaturas elevadas, podem danificar órgãos vegetais sensíveis. Todos os fatores que contribuem para uma maior absorção da radiação e concentração de calor nos órgãos vegetais aumentam os riscos de *escaldão*. Os frutos mais jovens e os de cores mais escuras, em igualdade de circunstâncias, são mais afetados quando os níveis de radiação são elevados. Por exemplo, uvas (especialmente as tintas), maçãs, peras, pimento, tomate, pequenos frutos, amêndoas, bananas e muitas hortícolas sofrem frequentemente danos por escaldão. Existem pelo menos dois termos em inglês que se poderiam traduzir por escaldão em Português, mas que têm significados diferentes para alguns: *sunburn* e *sunscald*. O vulgo confunde estes dois termos, mas a American Phytopathological Society reserva o termo *sunburn* aos danos causados pela radiação solar (e calor associado) e *sunscald* é o dano causado pela geladura que ocorre nas partes mais expostas à radiação solar no inverno. Geralmente, este dano traduz-se no aparecimento de fissuras na casca dos troncos voltados para sul ou sudoeste, no hemisfério norte, onde a radiação solar incide no período mais quente do dia, e provoca a desaclimatação dos tecidos da casca das árvores. A palavra “escaldão” deveria ficar reservada para os danos por queimadura solar e altas temperaturas associadas. Os danos pela geada nos tecidos desaclimatados podem ser referidos por “geladura” do tronco, ramos, etc [1].

Na Fig. 15.1 podem ver-se danos causados em alguns frutos nos meses de julho e agosto em pomares do Centro de Portugal. Note-se que os sintomas apresentados variam bastante com a espécie e o órgão da planta que é danificado.



Fig. 15.1 Escaldão de frutos em julho ou agosto no Centro de Portugal: A) maçãs 'Galaxy'; B) Maçã 'Brokfield'; C) peras 'Rocha', onde se nota a existência de restos da aplicação de pó de caulino; D) nozes 'Hartley'. Fotografias: Rui Maia de Sousa.

15.1. Medidas de proteção

Em grande parte do Território Português existem elevados níveis de radiação, temperatura e baixas humidades, variáveis que conjugados podem levar os órgãos vegetais a elevados níveis de stresse ou escaldão. Muitas vezes, é suficiente para evitar o escaldão recorre-se à orientação mais favorável das linhas de plantas (N-S), técnicas de condução e podas que favoreçam maior ensombramento dos frutos, manutenção de bom estado hídrico ou à fertilização adequada. Quando estas medidas são insuficientes pode recorrer-se ao sombreamento com redes ou telas, aplicação de caulino ou pulverização de água.

A solução mais óbvia, mas que pode ser economicamente mais desfavorável, consiste em colocar redes de sombreamento com ou sem estruturas de suporte. Nos locais onde existe também risco elevado da ocorrência de granizo/saraiva podem-se utilizar redes de dupla função. A fração da radiação intercetada pode ir desde cerca de 10 a 50% conforme as culturas a proteger e o nível de radiação atingido. Na proteção de frutos, as redes são, em geral, colocadas após a floração (Fig. 15.2).

Exigências climáticas das culturas e zonagem agroclimática

18.1. Introdução

As plantas e animais durante a sua evolução adaptaram-se ao seu ambiente térmico, fotoperiódico, radiante, e regime de humidade. Por outro lado, criaram mecanismos de segurança que evitam respostas ecofisiológicas extemporâneas a estímulos fortuitos.

Os climas tropicais têm variações sazonais dos elementos climáticos menos pronunciadas do que os climas temperados. No entanto, as amplitudes diurnas de alguns elementos meteorológicos podem ser pronunciadas. Nas regiões de maior latitude, a sincronização do ciclo de desenvolvimento com o ambiente, de molde a não serem ultrapassados os limites de resistência, é a chave para a sobrevivência.

A temperatura do ar, que está intimamente ligada à radiação solar recebida, é o elemento climático que mais condiciona a distribuição geográfica das culturas. A temperatura do ar sofre variações quasi-sinusoidais, diárias e anuais, entre as temperaturas mínimas e máximas destes períodos. Por outro lado, estas temperaturas estão correlacionadas com as temperaturas do solo, embora com amortecimentos e defasamentos.

O efeito da temperatura nas plantas pode ser quantitativo. Os processos aceleram-se à medida que a temperatura aumenta até que se atinge determinado pico/patamar ótimo, depois aumentos de temperatura começam a ser contraproducentes até que se chega ao extremo em que o processo para.

Para certos processos, como os danos por resfriamento ou a geladura, há uma transição abrupta. Por exemplo, ao nível de cada tecido ou órgão, quando se atinge a temperatura crítica, passa-se de uma situação em que não há dano para outra em que há após uma pequena diminuição da temperatura.

Quadro 18.4 Cont.

Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor
<i>Parâmetros para o modelo do frio</i>		Interceção da precipitação	0.15 mm/LAI
Temperatura ótima (T_m)	6.75 °C	Coef. de reflexão do solo seco	0.15 (PAR); 0.30 (IVP); 0.04 (LW)
Temperatura teto (T_x)	24.9 °C	Coef. de reflexão do solo húmido	0.08 (PAR); 0.16 (IVP); 0.04 (LW)
Parâmetro a	-0.7 U	Parâmetro do escoamento superficial (S)	0.10
Unidades acumuladas para a quebra da dormência	1080 U	Fração de depleção da água (p)	0.50

Os resultados obtidos pelo sistema são matriciais e podem ser facilmente cartografados. Na Fig. 18.2 apresenta-se um mapa que representa a distribuição potencial da pera 'Rocha' de regadio. As localizações pouco afastadas do litoral são as mais favoráveis, especialmente junto à costa oeste do centro e sul. Esta cultura tem necessidades de frio importantes, o que pode explicar as ausências no litoral algarvio, exceto na faixa mais ocidental em que o clima é mais fresco. As baixas produtividades ou ausências no interior e norte advêm da pequenez da estação de crescimento, quer resultante da ocorrência de geadas primaveris e/ou geadas (ou temperaturas baixas) antes da maturação completa dos frutos.

No sul, as produtividades no interior, quando a cultura é viável, são muito mais baixas devido ao efeito conjugado do défice de saturação excessivo, da menor duração do crescimento, e do efeito adverso das temperaturas elevadas na fotossíntese líquida. Alguns casos em que a cultura não é viável no litoral centro, referem-se à inexistência de solos apropriados ou áreas afetadas a reservas naturais. Um pouco por todo o território vemos ausências que derivam dos maus solos que infelizmente abundam em Portugal, nomeadamente os de espessura inferior a 30 cm, limite que considerámos como mínimo para as simulações. Note-se que isto não implica que recomendemos a utilização de solos tão pouco profundos para este fim, mas tão-somente que estas áreas não são à partida excluídas, pois os solos têm grande variabilidade espacial e pode acontecer que nos casos concretos as profundidades sejam mais generosas.

Quanto aos valores potenciais apresentados podem parecer excessivos. Note-se, contudo, que temos dados de campos comerciais que, embora pontualmente, até ultrapassam em muito estes valores.

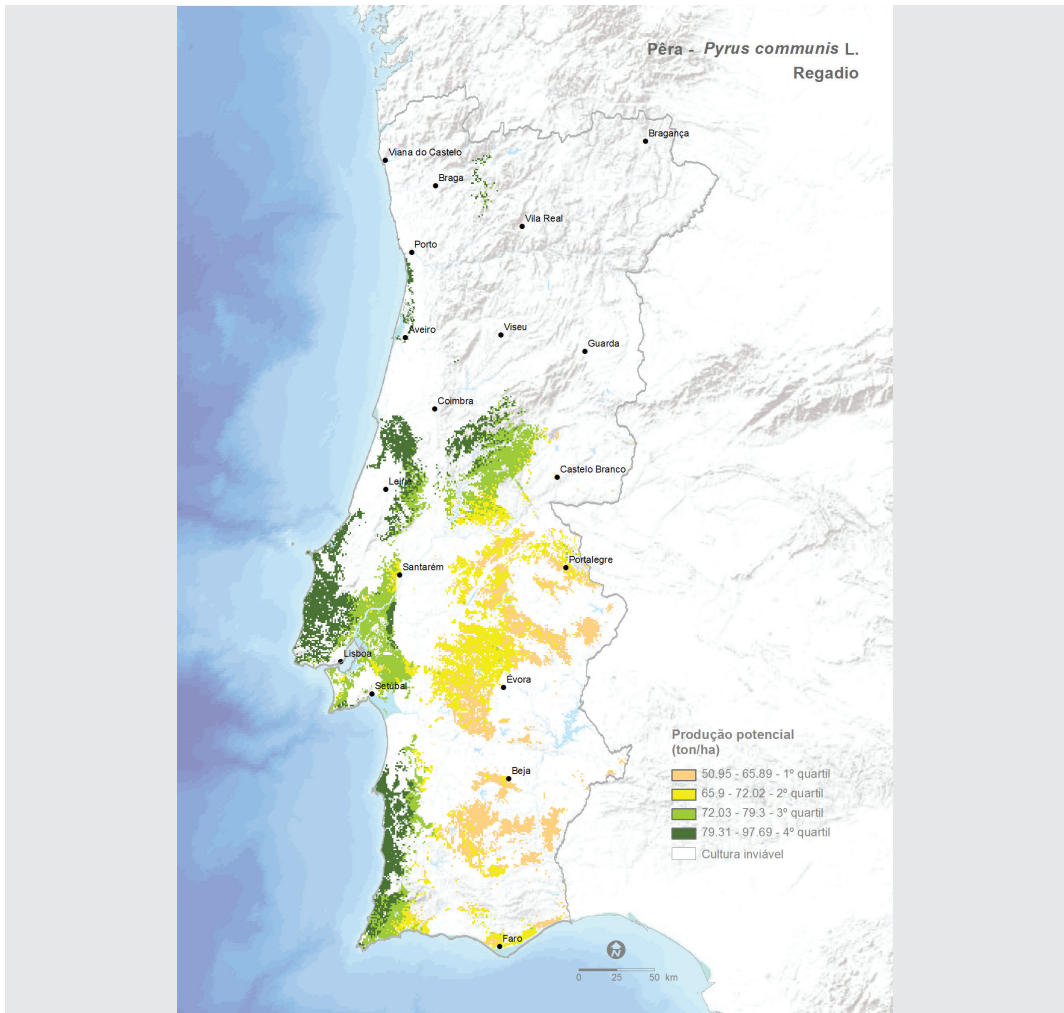


Fig. 18.2 Mapa da produtividade potencial da pera 'Rocha' em Portugal Continental. Mapa extraído de [1].

18.4. Exigências de culturas de regiões tropicais

As culturas de regiões tropicais são em geral muito sensíveis a baixas temperaturas, muito acima do ponto de congelação da água. Com efeito, os danos por resfriamento podem ocorrer a temperaturas logo abaixo de 12 °C em algumas culturas mais sensíveis (p. ex., bananeira, papaia, melão, manga). Estas plantas são, em geral, plantas de dias curtos ou plantas insensíveis ao fotoperíodo. Por outro lado, algumas plantas de origem tropical são sensíveis a níveis elevados de radiação e temperaturas muito altas, pelo que frequentemente necessitam de árvores de sombra para as proteger (p.ex., cafeeiro, cacauieiro).

Nas regiões tropicais e em algumas subtropicais é frequente fazerem-se várias culturas por ano (p.ex., de milho, sorgo, feijão). Note-se que mesmo que isto seja possível, pode não ser desejável, porque a monocultura sem rotações para quebrar o ciclo de pragas e doenças tem os seus perigos e desvantagens.

Em termos de modelação, o percurso lógico é muito semelhante ao apresentado para as culturas de primavera. No *CSS_Zoner* apresentam-se alguns exemplos destas culturas.

No sítio do livro apresentamos alguma informação sobre culturas tropicais. No entanto, existem referências muito completas, algumas das quais estão *online*, razão pela qual nos dispensámos de as duplicar [9, 11, 13].

18.5. Referências

- [1] J.P. De Melo-Abreu, Silva, J F, Pena, S B, Barata, L T, Leitão, M, Saavedra, A., Avaliação Produtiva e Zonamento de Culturas Temporárias e Permanentes, in: M.R. Magalhães (Ed.), *Ordem Ecológica e Desenvolvimento: O Futuro do Território Português*, ISA Press, , Lisboa, 2016, pp. 33-60.
- [2] A.S. Cardoso, Domingos, T., Magalhães, M. R., de Melo-Abreu, J. P., Palma, J., Mapping the Lisbon Potential Foodshed in Ribatejo e Oeste: A Suitability and Yield Model for Assessing the Potential for Localized Food Production, *Sustainability* 9 (2017) 1-31.
- [3] USDA, Hydrology, in: U. Soil Conservation Service (Ed.), *National Engineering Handbook*, Washington D.C., 1972.
- [4] G.S. Campbell, *Soil Physics with BASIC. Transport Models for Soil-Plant Systems*, Elsevier, New York, 1985.
- [5] J.J. Boesten, Stroosnijder, L., Simple model for daily evaporation from fallow tilled soil under spring conditions in a temperate climate, *Netherlands J. Agric. Sci.* 34 (1986) 91-102.
- [6] G.S. Campbell, Norman, J. M., *An Introduction to Environmental Biophysics*, Springer, New York, 1998.
- [7] F. Villalobos, Testi, L., Orgaz, F., García-Tejera, O., Lopez-Bernal, A., González-Dugo, M., Ballester-Lurbec, C., Castel, J., Alarcón-Cabañero, J., Nicolás-Nicolás, E., Girona, J., Marsal, J., Fereres, E., Modelling canopy conductance and transpiration of fruit trees in Mediterranean areas: A simplified approach., *Agric. For. Meteorol.* 171-172 (2013) 93-103.
- [8] H. Van Keulen, *Simulation of water use and herbage growth in arid regions*, PUDOC, Wageningen, 1975.
- [9] H.D. Van Heemst, *Plant data values required for simple crop growth simulation models: review and bibliography*, CABO, Wageningen, 1988, p. 100.
- [10] F.W.T. Penning de Vries, Jansen, D. M., Berge, H. F. M., Bakema, A., *Simulation of ecophysiological processes of growth in several annual crops*, PUDOC, Wageningen, 1989, pp. 213-221.
- [11] F. Santibáñez, *Crop requirements- Temperate crops*, in: J.F. Griffiths (Ed.), *Handbook of Agricultural Meteorology*, Oxford University Press, New York, Oxford, 1994, pp. 174-188.
- [12] J.P. De Melo-Abreu, M.L. Sousa, J.S. Lopes, *CSS_Pear: A Model to Simulate Growth, Production and Quality of Pear (Pyrus communis L.)*, *Acta Horti* 1094 (2015) 223-232.
- [13] PCARRD, *Environmental Adaptation of Crops*, PCARRD (Philippine Council for Agriculture and Resources Research and Development)/USDA (U.S. Department of Agriculture), Los Banos, Laguna, 1986.

Alterações climáticas: conceitos, provas da sua existência, causas, impactos, adaptação e mitigação^a

19.1. Introdução

Segundo a definição do Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (IPCC), entende-se por *alterações climáticas* as alterações significativas no estado do clima, que podem ser identificadas por variações de médias e/ou medidas de dispersão de variáveis climáticas, e que persistem por longos períodos, tipicamente décadas ou períodos ainda mais longos. A origem destas variações pode ser natural ou antropogénica. Esta definição difere da adotada pela Convenção Quadro das Nações Unidas para as Alterações Climáticas (UNFCCC) que considera, apenas, as alterações climáticas que resultam diretamente ou indiretamente da atividade humana, por via das alterações na composição da atmosfera, e que são adições à variabilidade climática natural. O aquecimento global refere-se apenas ao aumento da temperatura, um dos elementos climáticos que pode sofrer variações num processo em que ocorrem alterações climáticas. A temperatura é somente uma das facetas das alterações climáticas, pois outros elementos climáticos estão envolvidos.

Note-se que as *alterações globais* englobam as alterações climáticas, mas abrangem outras alterações (p.ex., alterações químicas e biológicas).

A Terra, aquando da sua formação, que ocorreu cerca de 4.5×10^9 anos possuía uma atmosfera pouco espessa de hidrogénio (H_2) e hélio (He). Provavelmente, em pouco tempo esta atmosfera original escapou-se para o espaço. Os gases que vieram do interior da terra (H_2O , CO_2 , CH_4 , NH_3) foram-se acumulando durante milhões de anos. Uma ínfima parte da água, por ação da luz solar, dividiu-se resultando em oxigénio molecular e

^a Este capítulo engloba algum material do artigo de De Melo-Abreu & Pereira (2010) [1].

19.7. Medidas de adaptação na Agricultura

As medidas de adaptação são essenciais mesmo nos cenários de emissões mais otimistas, dado que a mitigação não pode parar totalmente no imediato o forçamento radiativo. A maioria das medidas de adaptação são bastante óbvias, em face das respostas das plantas e animais que foram equacionadas.

Quando os aumentos da temperatura provocam avanços fenológicos, como é muitas vezes o caso, ou quando as temperaturas ultrapassam valores aceitáveis para determinados processos fisiológicos o ciclo cultural pode ser ajustado. Pode haver vantagem em abandonar determinada cultura, que deixou de ser adequada às novas condições, substituindo-a por outra que passou a ser viável. Quando as condições climáticas deixam de ser apropriadas para a cultivar utilizada pode-se passar a utilizar outra variedade existente ou resultante de melhoramento. As técnicas culturais podem ser, também, adaptadas às novas condições, com o propósito de dar melhores condições à cultura ou de conservar o solo ou a água. A tecnologia da rega deve ser a que proporcione as melhores condições de crescimento da cultura, aumentando a eficiência do uso da água e minimizando a erosão do solo.

A adaptação nos aspectos não tecnológicos tem de ser desenvolvida, dado que a adaptação tecnológica isoladamente não parece estar à altura dos desafios desencadeados pelas alterações climáticas [19]. As medidas de adaptação têm de ser multidimensionais, em face de vulnerabilidades multidimensionais. Os pequenos produtores do sector agrícola, dada a sua maior vulnerabilidade, deverão ser apoiados utilizando vários instrumentos. Os regimes de seguros, o desenvolvimento dos mercados, formas de financiamento, aumento da formação, serviços de extensão e aconselhamento, gestão de risco de catástrofes são algumas áreas que aumentarão a resiliência das comunidades pobres ou empobrecidas.

19.8. Referências

- [1] J.P. De Melo-Abreu, Pereira, L. S., Impactos e Vulnerabilidades da Agricultura Resultantes das Alterações Climáticas, in: L.S. Pereira, Victoria, F.R., Paredes, P., Garcia, M., Palacios, E., Torrecillas, A. (Ed.), Tecnologias para o Uso Sustentável da Água em Regadio., Edições Colibri e CEER, Lisboa, 2010, pp. 461-482.
- [2] G. Fergus, <<http://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=31736468>>, (accessed 20 fevereiro.2018).
- [3] IPCC, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, in: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (Ed.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013, p. 1535.
- [4] F. Vimeux, K.M. Cuffey, Jouzel, J., New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction, *Earth and Planetary Science Letters* 203 (2002) 829-843.
- [5] R.H. Moss, Edmonds, J.A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J.,

- Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., Wilbanks, T. J., The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature* 463(7282) (2010) 747–756.
- [6] IPCC, Resumo para Decisores, in: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (Ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas* Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 2013.
- [7] J.P.M. Abreu, Modelo de crescimento e produção da cultura do trigo em condições mediterrânicas, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 1994, p. 309.
- [8] J.P. De Melo-Abreu, Barranco, D., Cordeiro, A. M., Tous, J., Rogado, B. M., Villalobos, F. J., Modelling olive flowering date using chilling for dormancy release and thermal time, *Agr Forest Meteorol* 125(1-2) (2004) 117-127.
- [9] J.R. Kiniry, Landivar, J.A., Witt, M., Gerik, T.J., Cavero, J., Wade, L.J., Radiation-use efficiency response to vapor pressure deficit for maize and sorghum, *Field Crop Res* 56 (1998) 265-270.
- [10] T.R. Sinclair, Muchow, R.C., Occam's Razor, radiation-use efficiency, and vapor pressure deficit, *Field Crop Res* 62 (1999) 239-243.
- [11] C.B. Tanner, Sinclair, T. R., Efficient water use in crop production: research or re search? In: *Limitations to Efficient Water Use*, in: H.M. Taylor, Jordan, W. R. & Sinclair, T. R. (Ed.), *Limitations to Efficient Water Use*, Am. Soc. Agron., Madison, Wisconsin, 1983, pp. 1-27.
- [12] J.A. Díaz, Weatherhead, E.K., Knox, J.W. , Camacho, E., Climate change impacts on irrigation water requirements in the Guadalquivir river basin in Spain, *Regional Environment Change* 7 (2007) 149-159.
- [13] G. E. Elgaali, L. A., Ojima, D.S., High resolution modeling of the regional impacts of climate change on irrigation water demand, *Climate Change* 84 (2007) 441-461.
- [14] L.H. Ziska, Faulkner, S.S., Lydon, J., Changes in biomass and root:shoot ratio of field-grown Canada thistle (*Cirsium arvense*) with elevated CO₂: Implications for control with glyphosate, *Weed Sci.* 52 (2004) 584–588.
- [15] C. Chen, McCarl, B., An Investigation of the Relationship between Pesticide Usage and Climate Change, *Climate Change* 50(4) (2001) 475-487.
- [16] A. Battaglini, Barbeau, G., Bindi, M., Badeck, F., European winegrowers' perceptions of climate change impact and options for adaptation, *Regional Environmental Change* 9 (2009) 61-73.
- [17] A.V. Correia, De Melo-Abreu, J. P., Pinto, P. A., Comparing simulated growth of managed grasslands under present and climate change scenarios, *Book of Proceedings of the VII Congress of the European Society for Agronomy*, ESA, Córdoba, Espanha, 2002, pp. 789-790.
- [18] A. Challinor, Wheeler, T., Garforth, C., Craufurd, P., Kassam, A., Assessing the vulnerability of food crop systems in Africa to climate change, *Climate Change* 83 (2007) 381-399.
- [19] IPCC, Resumo para Decisores, in: C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, L.L. White (Ed.), *Alterações Climáticas 2014: Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade. Contribuição do Grupo de Trabalho II para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas* Organização Meteorológica Mundial (WMO), Genebra, Suíça, 2014, p. 34 pp.

Apêndices

Apêndice A

- A.1. Alfabeto Grego
- A.2. Unidades do Sistema Internacional (SI)
- A.3. Fatores de conversão para algumas unidades
- A.4. Prefixos de unidades SI
- A.5. Constantes selecionadas
- A.6. Tensão de saturação do vapor de água, es [Pa]
- A.7. Declive da curva da tensão de saturação, calor latente de vaporização da água e constante psicrométrica
- A.8. Números de Nusselt para o ar
- A.9. Símbolos utilizados em meteorologia sinóptica

Apêndice B

- B.1. Roteiro de cálculos para o cálculo da evapotranspiração de referência (ET_0) pelo método de Penman-Monteith (FAO 56)
- B.2. Coeficientes culturais médios e altura máxima das culturas
- B.3. Exemplos dos três casos possíveis de balanços hídricos segundo Thornthwaite-Mather(1955)

- B.4. Exemplos de balanços hídricos sequenciais para uma cultura e para calendarização da rega
- B.5. Método original de Thornthwaite (1948)
- B.6. Função Beta
- B.7. Classes do clima vitícola
- B.8. Temperaturas críticas de culturas permanentes
- B.9. Cenários de emissão SRES

Apêndice C

Problemas: soluções e algumas resoluções

Apêndice D

Glossário Agrometeorológico