

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

**Contributo para a determinação do coeficiente cultural
do sobreiro (*Quercus suber* L.) – um estudo de eco-
hidrologia agroflorestal**

JÚLIO CÉSAR LIMA

Orientador:

Professor Catedrático Tomaz Jorge da Silva Moreira

"Esta tese não inclui as críticas e
sugestões feitas pelo júri"

**Évora
2008**

U.E Serviços Acadêmicos	N. <u>GD/11724</u>
<u>28,409</u>	Sector: <u>DEPG</u>
<u>Filomena</u>	

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

**Contributo para a determinação do coeficiente cultural
do sobreiro (*Quercus suber* L.) – um estudo de eco-
hidrologia agroflorestal**

JÚLIO CÉSAR LIMA



Orientador:

Professor Catedrático Tomaz Jorge da Silva Moreira

170 105-

"Esta tese não inclui as críticas e
sugestões feitas pelo júri"

**Évora
2008**

Dissertação apresentada à Universidade de Évora
(Portugal) para a obtenção do grau de Doutor no
Ramo das Ciências do Ambiente e da Natureza

PREFÁCIO

No ano de 1992, sob a égide da “*FAO/Land and Water Management Division*”, o grupo de peritos constituído por M Smith, R. G. Allen, J. L. Monteith, A. Perrier, L. S. Pereira e A. Segreen, definiram os conceitos básicos do actual paradigma universal para a determinação das necessidades hídricas das plantas, a evapotranspiração. O modelo opera a dois passos, determinando (1) a “evapotranspiração de referência” (ET_0) de uma superfície fictícia em plena conforto hídrico e (2) o “coeficiente cultural” (K_c) da vegetação/cultura em causa.

Se, por um lado a tecnologia disponível tornou rotineira a medição contínua das variáveis ambientais requeridas para a estimativa da ET_0 , ao nível diário e sazonal, por outro lado, a determinação de K_c é experimentalmente exigente, em especial, devido à complexa natureza não-linear da evaporação da água à superfície do solo insaturado.

Além do paradigma proposto, a *FAO* lançou o repto internacional a todos os investigadores agroflorestais que levassem a cabo experiências a céu aberto conducentes à determinação do coeficiente cultural das espécies herbáceas e lenhosas, com interesse socio-económico, nas mais variadas condições edafoclimáticas.

Para atingir esse objectivo, criaram-se e entraram em funcionamento, instituições nacionais e redes internacionais de investigação científica e técnica, cujas actividades foram orientadas no sentido de aumentar a produção alimentar mundial e a produtividade primária dos factores de produção, nomeadamente da água.

Meio século se passou, muitos progressos científicos, tecnológicos e sócio-económicos se materializaram, enquanto a população humana aumentava.

Na esteira de H. J. Penman, John L. Monteith e outros fundamentaram as bases biofísicas da equação de Penman-Monteith, que nos permitiram aumentar a eficiência da gestão da água nos ecossistemas. E eis que, em dado momento, não só nos percebemos de que aquela mensagem primeira da *FAO* se mantinha actual, como também, a Mãe-Terra, *Gaia*, reclamava de nós um compassivo e terno olhar...

Recorda-se que, décadas antes, a *FAO* se imbuíra do mesmo espírito ecuménico quando pôs em marcha a dita “Revolução Verde” global, a seguir à Segunda Guerra Mundial, de cujo sucesso o Planeta colhe hoje o fruto: por exemplo, o Sudoeste Asiático, das monções, então deficitário, passou a excedentário em arroz. Num Mundo,

actualmente com cerca de seis mil milhões de bocas, o arroz é, o cereal mais consumido, a preços competitivos.

O presente estudo responde ao referido apelo da *FAO*, por se tratar da quantificação do uso da água e determinação do coeficiente cultural do sobreiro (*Quercus suber* L.). O papel do sobreiro na economia portuguesa é sobejamente conhecida e documentada. A valorização da cortiça e de outras funções menos tangíveis que a árvore desempenha no frágil equilíbrio do ecossistema do tipo montado captam o interesse crescente de especialistas nacionais e estrangeiros.

Esta postura racional sustenta a atitude moderna que valoriza os recursos ambientais e a sustentabilidade ecológica da sua gestão (o Professor Eduardo Cruz de Carvalho, *R.I.P.*, preferia “utilizar” ao verbo “usar”), consubstanciando as pioneiras preocupações do distinto investigador português, J. Vieira Natividade (*R.I.P.*). Diria o Professor Jorge Vieira da Silva (Université de Paris VII) que, neste aspecto, teremos comungado o nosso conhecimento com a das “civilizações tradicionais”.

Esta síntese é o culminar de diversificado e faseado estudo sobre o ambiente da “estação florestal”, enquadrado pelo modelo agrometeorológico designado sistema solo-planta-atmosfera em contínuo (*SPAC*). Para a “primeira fase” do trabalho, recorreremos a relatórios técnicos (de circulação interna) de projectos de investigação em que colaborámos, no caso, sob a coordenação do Professor Catedrático Alfredo G. Ferreira.

Esses remontam a Janeiro de 1998, com a reabilitação de um sistema automático de aquisição e registo de dados do microclima e do pedoclima locais do campo de ensaio, com sobreiros jovens semeados ou transplantados no Outono de 1996, no âmbito do projecto FAIR3 PL96 1438 “cork assess – field assessment and modelling of cork production and quality”), continuado com o PAMAF 4018 “Qualidade da estação, influência na sobrevivência de plantas jovens de sobreiro e da azinheira”.

A abordagem biofísica adoptada levou à produção de relatórios técnicos sobre: *a*) física do solo, *b*) física da (camada da) atmosfera a dois metros acima da superfície e *c*) ecofisiologia da transpiração e a interacção entre a folhagem e a radiação solar.

A maioria dos tópicos, então estudados, foi aprofundada na proposta ora apresentada à Academia; outros aspectos foram adiados para projectos futuros, *e.g.*, determinação das propriedades hidrológicas da base de dados com 160 perfis dos solos a Sul do Tejo e a investigação sobre a condensação do vapor de água no solo, o que pode ter eventual

interesse eco-hidrológico em ecossistemas agroflorestais sujeitos a longos períodos de *stress* hídrico.

De circulação interna aos projectos referidos, todas as matérias tratadas constituíam, em Dezembro de 2000, mais de duzentas e sessenta páginas. Essa compilação continha as reflexões teóricas e os protocolos experimentais que deram expressão e foram refinadas no presente estudo. Com início a 13 de Fevereiro (e até 5 de Setembro de 2001), foram iniciadas as medições de interesse para a fase final desta síntese, tendo prosseguido durante o período de Primavera-Verão de 2002. Fixámos como prazo de finalização da dissertação em Outubro de 2002, mas uma série de precalços, a partir de Abril de desse ano, provocariam um incontornável atraso.

Entretanto a prioridade foi transferida para a execução de um projecto “Agro” (Estação Agronómica Nacional / Liga para a Protecção da Natureza / Universidade de Évora) de reabilitação de solos depauperados e gestão de agro-ecossistemas cerealíferos pseudo-estepários, em Castro Verde, no Baixo Alentejo. O “Agro” foi coordenado pelo Professor Ário Lobo Azevedo e pelo Investigador Coordenador Eugénio Sequeira; é sempre um privilégio aprender com aqueles que marcaram uma época nas Ciências Agronómicas nacionais. A 1 de Novembro de 2004, retomámos o trabalho que, entretanto foi, re-orientado; o texto de base foi terminado em 15 de Maio de 2005. Mas, partimos ao encontro do característico espírito da cooperação lusa em terras da jovem República de Timor Loro-Sae, onde o Sol nasce (programa FUP/UNTL; www.fut.pt).

O documento é, porventura, extenso, mas a complexidade inerente ao estudo essencialmente quantitativo dos processos básicos do *SPAC* conduz a inevitáveis redundâncias que tentámos gerir no interesse da inteligibilidade do texto. Assumidamente, isto torna-o, por vezes, algo denso. A quantificação referida baseou-se na observação empírica e na simulação dos processos básicos de interesse.

A informação necessária ao desenvolvimento dos pontos de vista pertinentes foi catalogada de “informação primária” (*e.g.*, temperatura; humidade do solo, transpiração) e de informação secundária (*i.e.*, variável derivada; *e.g.*, défice de pressão de vapor de água, como função da temperatura). Em regra, as variáveis foram expressas em unidades fundamentais. Por exemplo, a condutância difusiva dos estomas e a taxa transpiratória são preferencialmente expressas em $mol [H_2O] m^{-2} [folha] s^{-1}$; excepcionalmente, transigimos neste princípio.

O diversificado tema “sobreiro” (ver Código Internacional das Práticas Suberícolas, 2005) é caro a Portugal Continental, o país que alberga a maior e a melhor zona ecológica para esta quercínea esclerófila sempre-verde; sobre as múltiplas funções da árvore da cortiça e do montado, o leitor é remetido para o monumental legado que é a obra científica do Professor Jorge Vieira Natividade e seus seguidores. Este trabalho é-lhe humildemente dedicado.

Évora, Maio de 2008

AGRADECIMENTOS

Salvo indicação em contrário, as personalidades aqui referidas pertencem à Universidade de Évora e a ordem pela qual são mencionadas não obedece a nenhum critério especial. Começo por agradecer ao meu Orientador Científico, Professor Catedrático Jubilado Tomaz Jorge da Silva Moreira, do Departamento de Ecologia da Universidade de Évora, por ter aceite a supervisão deste trabalho, o apoio a vários níveis e a amizade de longa data. A todos os elementos do Departamento de Ecologia, onde fui hóspede, pelo bom ambiente proporcionado; um especial obrigado às secretárias senhoras Maria Rita Menezes e Ana Teresa Mendonça.

A colaboração técnica em vários projectos sob a coordenação do Professor Catedrático Alfredo Gonçalves Ferreira (Laboratório de Hidrologia/I.C.A.M. e Departamento de Engenharia Rural) foi a minha primeira oportunidade para trabalhar com espécies arbóreas mediterrânicas; agradeço-lhe o incentivo ao tema “coeficiente cultural do sobreiro”; a experiência de campo, sensibilidade prática, mente aberta e apologia da produtividade do trabalho constituem uma forte motivação.

No Laboratório de Hidrologia, a análise da terra-fina e determinação da densidade aparente do solo foram executadas pela técnica de laboratório Beatriz Castor. As curvas de pF foram determinadas no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Fitotecnia, pela Eng.^a técnica-agrária Helena Carolino, sendo Responsável a Professora Maria do Rosário Oliveira.

O colega Engenheiro-zootécnico e docente Alfredo Pereira (I.C.A.M.) cedeu-me um termorradiómetro, imprescindível ao estudo do balanço energético. No Departamento de Fisiologia Vegetal, os prezados Professores Alexandra Rosa da Costa e Renato Coelho facultaram-me o *IRGA* e outras facilidades e sempre estiveram prontos para discutir sobre dúvidas minhas. A disponibilidade e simpatia da funcionária do mesmo laboratório, a dona Maria Gertrudes Batista são carinhosamente reconhecidas.

No Departamento de Fitotecnia: o Professor João Mota Barroso cedeu-me o ceptómetro (I.C.A.M.), instrumento chave para o nosso estudo; o Professor Gotlieb prontamente facultou-me a sonda meia-cana, útil na obtenção de amostras de solo em profundidade. O colega e amigo, o Professor Rui Machado facilitou-me o uso de um dos medidores (TDR) da constante dieléctrica do solo.

À Investigadora Doutora Maria Teresa Soares David, do Departamento de Ecofisiologia e Melhoramento Florestal (Estação Florestal Nacional, Oeiras) agradeço a cedência de dados sobre o fluxo de seiva da azinheira e do clima local e a oportunidade para troca de opiniões; os dados facultados tiveram um papel relevante no processo de calibração da equação de fluxo de seiva.

Foi imprescindível uma “bolsa de estudos de pós-graduação” atribuída pela Fundação Luís de Molina (Évora), de 1998/99 a 2000/2001. Crucial foi a isenção de propinas (Janeiro de 2007) conferida ao candidato pela Universidade de Évora (UE), após requerimento submetido no âmbito do Acordo de Cooperação Técnica e Científica entre a UE e o Instituto Nacional de Investigação e Desenvolvimento Agrário (I.N.I.D.A.) de Cabo Verde; o pedido de isenção foi deferido pela Reitoria e sancionado pelos Serviços Administrativos. Reconhecidos agradecimentos às Suas Excelências o Magnífico Reitor da U. E., o Professor Catedrático Jorge Q. Araújo e ao Presidente do I.N.I.D.A., o Sr. doutor e Mestre Isildo Gomes.

O meu obrigado aos amigos: Engenheiro-agrícola (E. R.) e Educador Fernando Moital; o Investigador Coordenador (I.N.I.A.) Eugénio Sequeira pela motivação e amizade; doutor e docente José Carlos T. Oliveira e Professor Miguel Avillez (Departamento de Matemática); Professor António F. Miguel e Professor João Côrte-Real (Departamento de Física).

Ao amigo Doutor Paulino L. Fortes (Vice-Reitor do Instituto Jean Piaget, Cabo Verde); aos primos Cristina Pires Ferreira e Rosendo Pires Ferreira. Naturalmente, aos mais próximos, pais, irmãos e sobrinhos.

ÍNDICE GERAL

PREFÁCIO.....	i
AGRADECIMENTOS	v
ÍNDICE DE QUADROS.....	xv
ÍNDICE DE FIGURAS	xx
LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS	xxvi
RESUMO.....	xxx
ABSTRACT	xxxii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 O problema, objectivo e justificação do estudo.....	1
1.2 O Ambiente agro-meteorológico	5
1.2.1 <i>O fluxo da água no sistema contínuo solo-planta-atmosfera em contínuo (SPAC)</i>	7
1.2.1.1 <i>O solo</i>	7
A. <i>Humidade e estado energético da água do solo</i>	11
B. <i>Temperatura do solo</i>	12
1.2.1.2 <i>A planta</i>	13
1.2.1.3 <i>A atmosfera</i>	16
A. <i>Radiação solar</i>	16
B. <i>Temperatura do ar</i>	18
C. <i>Humidade atmosférica</i>	19
D. <i>Vento e perfil aerodinâmico</i>	20
E. <i>Precipitação</i>	22
1.3 Fluxos e equações de fluxo de massa e de energia.....	22
1.4 Equação do balanço energético e equação do balanço hídrico	26
A. <i>Balanço energético</i>	26
B. <i>Balanço hídrico</i>	26
2 MATERIAL E MÉTODOS	28
2.1 Solo, campo experimental e o dispositivo automático de aquisição de dados	28

2.1.2	Propriedades físico-hídrológicas do solo	32
	a) <i>Textura e diâmetro médio das partículas</i>	29
	b) <i>Densidade aparente, porosidade e a água disponível</i>	30
2.1.2	O campo experimental e condução das experiências	32
	a) <i>Práticas culturais e material vegetal para a constituição do campo experimental</i>	33
	b) <i>Condução dos ensaios e base de dados “planta”</i>	34
	c) <i>Instalação de sensores de temperatura e de potencial matricial do solo</i>	35
2.2.2	Dispositivo de aquisição e controlo de dados meteorológicos e do ambiente térmico e hídrico do solo	36
	A) Estação climatológica automática	37
	B) Medições no solo	37
	- <i>Potencial matricial em função da temperatura e da resistência eléctrica do solo</i>	37
	C) Medições na atmosfera	40
2.2.3	Medições na planta.....	43
	A. <i>Taxa transpiratória, condutância estomática, temperatura foliar e temperatura da folhagem</i>	44
	B. <i>Transmissão da luz, índice de área foliar e coeficiente de extinção da folhagem</i>	46
	C. <i>Transmissão, reflexão e absorção da luz pela folha do sobreiro</i>	49
	D. <i>Utilização da transmissão e extinção da luz para a determinação do grau de cobertura vegetal da árvore</i>	50
	E. <i>Matéria seca da <i>Agrostis castellana</i></i>	51
	F. <i>Massa específica foliar do sobreiro</i>	51
2.2.4	Modelo numérico do balanço energético	51
2.2.5	Perfil vertical do vento e resistência aerodinâmica	58
2.3	Crítérios para a resolução do modelo numérico do balanço hídrico no sistema “solo + planta”	60
	A. <i>Teste de evaporação superficial em solo exposto ou coberto com palha com recurso a aplicação localizada da água por gotejamento e descrição do volume molhado</i>	61
	B. <i>Rega localizada de sobreiros por gotejamento</i>	63

C. Teste de infiltração horizontal para a determinação da condutividade hidráulica	64
2.4 Método de Granier para a medição do fluxo de seiva bruta na árvore	65
2.5 Equação de Penman-Monteith, evapotranspiração e coeficiente cultural.....	68
2.6 Expressão dos resultados e a base de dados.....	72
3 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	75
3.1 Introdução.....	75
3.2 Ambiente micro-meteorológico.....	76
3.2.1 Radiação solar global, radiação difusa e transmitância atmosférica	76
3.2.2 Temperatura do ar e tempo térmico	84
3.2.3 Défice de vapor e discriminação bioclimático da eficiência do uso da água.....	87
3.2.4 Variação temporal e espacial do vento e a resistência aerodinâmica	93
3.2.5 Precipitação pluviométrica	97
3.3 Temperatura e modelação da condução de calor no solo: identificação da profundidade diária da onda de calor originada à superfície com a camada superficial do solo	101
3.3.1 Introdução	101
3.3.2 Variação temporal e espacial da temperatura do solo	102
a) Padrão diário da temperatura em solo nu	103
b) Modelação da variação da temperatura do solo	107
c) Profundidade de amortecimento da amplitude de flutuação térmica no solo	109
3.3.3 Simulação da temperatura superficial e efeito da fitomassa sobre a temperatura do solo	111
a) Valores medidos e estimativas da temperatura superficial	113
b) Efeito do "mulch" vegetal sobre a temperatura do solo	117
c) Simulação do efeito da fitomassa sobre a temperatura superficial	122
3.3.4 Amplitude de flutuação térmica no solo	124
3.4 Condução de calor no solo	126

3.4.1	Introdução	26
	A. <i>Propriedades térmicas dos materiais constituintes do solo</i>	126
	B. <i>Condução e acumulação de calor no solo</i>	126
3.4.2	Quantificação do fluxo de calor no solo baseado no perfil vertical da temperatura e na modelação	130
3.5	Curva de retenção de água no solo	136
3.5.1	Introdução	137
3.5.2	Curva de retenção humidade – potencial matricial a partir da conversão da curva de humidade – pF.....	137
	A. <i>Reapreciação da escala de pF(θ)</i>	137
3.5.3	Revisão de conceitos fundamentais sobre a integração entre geometria, termodinâmica de equilíbrio de fases líquido/vapor e hidrodinâmica em sistemas capilares para justificar a transposição do modelo de tubos capilar para meios porosos	140
	A. <i>Condição de equilíbrio hidrostático no solo</i>	141
	B. <i>Potencial matricial e dimensão do poro hidratado</i>	142
	C. <i>Variação da pressão atmosférica com a altura</i>	143
	D. <i>Equilíbrio de fases líquido / vapor sobre uma superfície plana de água pura</i>	144
	E. <i>Equilíbrio líquido – vapor sobre uma superfície côncava de água e movimento da água em solo insaturado como processo espontâneo</i>	145
	F. <i>Conversão de curvas de pF(θ) em curvas de retenção $\psi_m(\theta)$</i>	147
3.5.4	Curva de retenção de humidade – tensão: $\psi_m(\theta)$	151
3.5.5	Relação entre o potencial matricial e o potencial hídrico total da água do solo: casos experimentais	154
3.6	Infiltração e condutividade hidráulica da água no solo	160
3.6.1	Introdução	160
3.6.2	Modelação da condutividade hidráulica a partir da equação da viscosidade e da equação da tensão superficial.....	161
	A. <i>Modelação da condutividade hidráulica a partir do diâmetro das partículas e da porosidade</i>	162
3.6.3	Taxa de infiltração horizontal à superfície ou componente da taxa de infiltração vertical induzida pelo gradiente de potencial matricial	166
3.7	Evaporação da água à superfície do solo: determinação da profundidade da	

“camada superficial” e do coeficiente de evaporação.....	.. 173
A. <i>Geometria do bolbo molhado por gotejamento</i>	173
B. <i>Variação da humidade na camada superficial do solo e determinação do coeficiente de evaporação</i>	174
3.8 Uso da água pelo sobreiro e pela gramínea <i>Agrostis castellana</i>	180
3.8.1 Enquadramento dos casos de estudo do fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera (SPAC)	181
3.8.2 Critérios de cálculo do balanço hídrico em solo insaturado e enraizado pelo sobreiro: conversão entre a taxa transpiratória foliar e a taxa de variação da água disponível.....	185
3.8.3 Taxa transpiratória do sobreiro sob <i>stress</i> hídrico e em conforto hídrico determinada em três níveis de organização	187
A. <i>Resposta da transpiração à interrupção do stress hídrico através da rega localizada</i>	187
B. <i>Uso da água em 2002</i>	193
3.8.4 Variação da água disponível no solo enraizado pelo sobreiro e a taxa de redistribuição da água do solo	199
A. <i>Variação da humidade na camada superficial do solo e determinação do coeficiente de evaporação</i>	199
B. <i>Variação da humidade na camada superficial do solo e determinação do coeficiente de evaporação</i>	203
3.8.5 Escalonamento entre a variação da água do solo e a transpiração: índice de área foliar transpirante e truncatura da “dimensão linear de enraizamento” do sobreiro	207
A. <i>Identificação da relação matemática a variação da água do solo e a transpiração e definição do índice de área foliar transpirante</i>	207
B. <i>Determinação do Índice de área foliar e índice de área foliar iluminada a partir da geometria da copa e do coeficiente de transmissão da folhagem</i>	208
C. <i>Relação entre o enraizamento e o uso da água pelo sobreiro</i>	213
D. <i>Disponibilidade hídrica e tempo de residência da água no solo enraizado</i>	217
E. <i>Aplicação da equação [3.48] às condições de carência hídrica estival: uma nova fronteira de enraizamento?</i>	219
F. <i>Enquadramento da equação empírica de extracção de água pelos modelos mecanísticos de extracção de água e da transpiração: determinação da resistência hidráulica do sobreiro no âmbito da equação de van den Honert</i>	222

G. Ligação da árvore à atmosfera e escolha de uma equação empírica da condutância estomática	233
3.8.6 Uso da água pela <i>Agrostis castellana</i>	240
3.9 Coeficiente cultural e modelação do fluxo de seiva para o escalonamento do fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera	251
3.9.1 Estrutura hidráulica da planta e a hierarquia da densidade de fluxo de água no SPAC	251
3.9.2 Coeficiente cultural de base e extracção sazonal máxima de água pelo sobreiro em conforto hídrico	255
3.9.3 Meta-análise sobre o fluxo de seiva da azinheira para a identificação do algoritmo de determinação da área xilémica efectiva.....	260
A. Escolha de um referencial para a resistência (condutância) hidráulica da planta	260
B. Escolha de um referencial para a resistência hidráulica da planta	262
C. Escolha de um referencial para a condutância estomática e a analogia “on/off” do funcionamento dos estomas	264
D. Escolha de um referencial para a taxa de extracção da água do solo.....	267
E. A árvore estudada e o ambiente micrometeorológico	269
F. Descrição geral do modelo e identificação do espaço matemático	270
G. Filosofia do modelo e a hierarquia espacial do fluxo transpiratório.....	271
H. A equação alométrica de base e os parâmetros	272
I. Condições iniciais e condições de fronteira	276
J. Simulação: resultados e discussão	278
L. Notas finais e extensão	284
3.9.4.1 Aplicação a casos de estudo.....	289
A. Azinheira (meta-análise): para a estimativa da área da secção de fluxo xilémico e do integral diário da taxa de extracção de água	290
B. Sobreiros jovens: caso de estudo com balanço hídrico resolvido e determinação da área da secção de fluxo xilémico e do índice de área xilémico	296
C. Estimativa da área seccional do fluxo hídrico nas raízes, índice de área das raízes finas e densidade arbórea da plantação	298
D. Simulação a longo prazo para gerar a curva anual da taxa de	

	<i>extracção de água pelo sobreiro em ano húmido</i>	311
	<i>E. Coeficiente cultural e evapotranspiração da plantação</i>	318
	<i>F. Notas finais</i>	333
3.10	Balanço energético no fitossistema.....	338
3.10.1	Introdução e o modelo de representação da superfície.....	338
3.10.2	Balanço energético à superfície seca da <i>Agrostis castellana</i> para a determinação da resistência aerodinâmica local.....	342
3.10.3	Propriedades radiativas da folha e da folhagem e balanço energético na copa do sobreiro.....	353
	<i>A. Condições iniciais para o cálculo do balanço energético</i>	353
	<i>B. Resistência (condutância) estomática foliar e resistência do coberto vegetal ao fluxo de vapor de água</i>	355
	<i>C. Conversão da resistência estomática da folha em resistência estomática do coberto vegetal para a resolução do balanço energético</i>	358
	<i>D. Componentes de fluxo energético entre a árvore e a atmosfera</i>	358
	<u>Radiação líquida</u>	361
	<u>Fluxo de calor latente</u>	362
	<u>Fluxo de calor sensível</u>	362
	<u>As parcelas e o erro de fecho do balanço energético</u>	364
3.10.4	Balanço energético no solo e resistência difusiva da superfície	367
	<u>a) Solo seco</u>	368
	<u>b) Solo húmido</u>	373
	<u>c) Resistência da superfície do solo</u>	375
	<u>d) Síntese</u>	381
3.10.5	Curva anual do fluxo de calor latente transpiratório e calibração da equação de Penman-Monteith.....	385
	<i>A. Curva sazonal do fluxo de calor latente</i>	385
	<i>B. Calibração da equação de Penman-Monteith em três níveis de organização</i>	387
4	DISCUSSÃO FINAL E CONCLUSÕES	401
4.1	Discussão Final.....	401
4.2	Conclusões	412

Referências bibliográficas	418
Anexos	xxxiv
A.1 Esquema do campo experimental (localizado na Mitra).....	xxxv
A.2 Síntese sobre a condutância estomática e a taxa transpiratória em folhas do sobreiro e o microclima da folha: ano de 2001.....	xxxvi
A.3 Síntese sobre a condutância estomática e a taxa transpiratória em folhas do sobreiro e o microclima da folha: ano de 2002.	xxxvii
A.4 Dados meteorológicos para a determinação da ET_0 entre 20 e 30 de Junho de 1997 para a simulação do fluxo de seiva na azinheira	xxxviii
A.5 Mapa de distribuição dos carvalhos em Portugal Continental (D.G.F., 1990)	xxxix

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 2.1	Percentagens de areia, limo e argila da terra-fina de acordo com a sociedade internacional da ciência do solo (ISSS) e classificação textural (<i>cf.</i> Costa, 1973), referente a quatro perfis do solo. Amostras de solo obtidas em 4/6/2001.	29
Quadro 2.2	Parâmetros físico-hidrológicos do solo franco-arenoso: θ_{cc} , humidade à capacidade de campo; θ_{ce} , coeficiente de emurchecimento. Ad , água disponível; θ_s , porosidade do solo e D_{ap} , densidade aparente.	31
Quadro 2.3	Calendário das mobilizações e fitotecnias: Mitra, 1996 a 1998. Fonte: Relatório Final do Projecto PAMAF 4018 (Gonçalves, 2000).	33
Quadro 2.4	Critério de sementeira das “landes” de sobreiro (uma linha de sementeira diferente para a “lande” com proveniência diferente. Local: Mitra/Évora.	33
Quadro 2.5	Datas de medições de variáveis dendrométricas nas plantas (1997/1998)	35
Quadro 2.6	Esquema de uma parcela com os três tipos de plantação e critério de identificação numérica das plantas (o quadro está incompletamente preenchido).	35
Quadro 2.7	Quadro 2.7. Especificações técnicas de sensores analógicos e digitais utilizados na aquisição de dados.	42
Quadro 3.1	Ângulo zenital do Sol e número (m) de massa da atmosfera. Mitra; 2002.	80
Quadro 3.2	Distribuição anual da radiação global por trimestre e respectivos integrais diários médios no ano médio 1996/2001. Mitra.	82
Quadro 3.3	Distribuição anual do tempo térmico por trimestre no ano médio 1996/2001. Total: $\Sigma DG = 4\ 139$ dia °C, com $T_b = 5.6$ °C.	87
Quadro 3.4	Temperatura radiativa de várias superfícies; pressão de vapor, $e_s(T)$; diferença térmica ($T - T_a$) entre a superfície e o ar; défice de pressão de vapor (DPV). $T_a = 26.5$ °C; $u = 2.2$ m s ⁻¹ ; $R_g = 506$ W m ⁻² . Mitra, 13:00-13:30 h; 20/Maio/2002.	89
Quadro 3.5	Défice de pressão de vapor (DPV ; kPa) do dia médio mensal, no quinquénio 1996 a 2001 (linha superior) e em 2002 (linha inferior).	92
Quadro 3.6	Velocidade média do vento ao longo do ano. Média anual: $2.7 (\pm 0.2)$ m s ⁻¹ ; limites de variação 2.4 e 3.1. Altura do anemómetro (CGE), 4 m. 1996 a 2001.	95
Quadro 3.7	Velocidade de atrito (u_*) e resistência aerodinâmica (r_a) correspondentes aos valores da velocidade média do vento ao longo do ano médio (ver quadro 3.6). Parâmetros: altura da vegetação $h = 1.4$ m, $d = 1.08$ m e $z_{oM} = 0.14$ m. Ano médio 1996/2001.	96

Quadro 3.8	Valores típicos da temperatura do solo ao longo do dia, a diferentes profundidades, com as condições micrometeorológicas: valores extremos e amplitude de flutuação da onda térmica, nos dias 1 (céu limpo) e 2 (tarde nublada) de Janeiro (1998).	104
Quadro 3.9	Temperatura (°C) média do solo franco-arenoso em diferentes profundidades (z) para as quatro estações climáticas em 1998 (Mitra). Entre parêntesis estão representados o máximo e o mínimo de cada série mensal.	106
Quadro 3.10	Profundidade de amortecimento (D [cm], linha superior) da flutuação térmica no solo até 60 cm de profundidade, em função da humidade ($m^3 m^{-3}$) no solo (linha inferior). Solo franco-arenoso: $\theta_{cc} = 0.20$ e $\theta_{cc} = 0.09 m^3 m^{-3}$; densidade aparente: $1.5 \cdot 10^3 kg m^{-3}$. Mitra, 1998.	110
Quadro 3.11	Temperatura radiativa (TIV) da superfície do solo ao meio-dia solar: média (coluna [2]), máximo da amostra ([3]); Temperatura máxima do ar ([4]) e integral diário da radiação incidente ([5]); biomassa ([6]) em matéria seca atribuída para a estimativa de [2] pela equação [3.14a] (Parton, 1984). Entre parêntesis o erro-padrão das medições. Equação de regressão: $T_{sup}(TIV) = 0.993T_{sup}(\text{equação}[3.14a])$, $r^2 = 0.970$.	113
Quadro 3.12	Sumário estatístico sobre a temperatura máxima superficial e subsuperficial em solo nu (sem ervas: Lav/p.Sb.s), Julho e Janeiro, 1998. Mitra.	116
Quadro 3.13	Sumário estatístico sobre a temperatura média superficial e subsuperficial em solo nu (sem ervas: Lav/p.Sb.s), Julho e Janeiro de 1998. Mitra.	116
Quadro 3.14	Estatística dos regimes térmicos no solo a 30 cm de profundidade para solo nu ("s") e solo coberto ("s") com "mulch" de gramíneas, em solo lavrado, com plantação de sobreiros: Janeiro e Julho (1998). Humidade: $0.33 m^3 m^{-3}$ (Janeiro); $0.11 m^3 m^{-3}$ (Julho).	120
Quadro 3.15	Valores representativos das propriedades térmicas das fases dum solo mineral e de alguns materiais vegetais a temperatura T (°C). Fontes: ¹ Monteith & Unsworth (1990; p. 284); ^W Winterton (1997; p. 4); ² Campbell & Norman (1998; p. 118).	128
Quadro 3.16	Propriedades térmicas do solo franco-arenoso e parâmetros (média \pm erro-padrão; $n = 30$) para o fluxo de calor no solo. Humidade do solo: $\theta m^3 m^{-3}$. Mitra, 1998.	133
Quadro 3.17	Temperatura (°C) do solo: médias (erro-padrão) em Julho e Janeiro (1998), Mitra (p.Sb.s). A profundidade z foi estimada no intervalo D a $\sqrt{2} D$. Ver texto.	135
Quadro 3.18	Humidade volumétrica (θ , $m^3 m^{-3}$) do solo retida contra sucções (pF) extractivas nas camadas [0–10] e [50–60] cm nos perfis "A" e "B". Porosidade média \pm erro-padrão: $\langle \theta_s \rangle = 0.43 \pm 0.04 m^3 m^{-3}$.	138
Quadro 3.19	Evolução do potencial matricial, a 30 cm de profundidade (solo armado em vala-e-cômodo), e da precipitação (mm) em ano húmido (1998) e em ano seco (1999).	157

Quadro 3.20	Propriedades hidrológicas do solo e a sua variação vertical. $\theta_s = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; mais propriedades nos quadros 3.8 e 3.9.	163
Quadro 3.21	Três testes de infiltração horizontal à superfície. Humidade inicial: solo seco ao ar ($\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Uma hora antes e durante o teste de infiltração o solo foi coberto com um chapéu-de-sol. Raio máximo da superfície molhada: $\langle x \rangle = 26.8 (\pm 3.59) \text{ cm}$; tempo máximo de infiltração, $t_f = 135 (\pm 39.7) \text{ min}$ (8 100 s); humidade inicial $\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, nos 11 cm superficiais; $\theta_s = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.	167
Quadro 3.22	Valores médios dos parâmetros físico-hidrológicos do solo (franco argiloso). Água: $\sigma = 0.075 \text{ N m}^{-1}$, $\eta = 10^{-3} \text{ N m}^{-2} \text{ s}$, $\rho(\text{H}_2\text{O}) = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.	169
Quadro 3.23	Ensaio de evaporação no solo (franco-arenoso) através da evolução da humidade (m^3 [água] m^{-3} [solo]) da camada superficial com 11 cm de profundidade, ao longo do diâmetro da área molhada (em 2001). Diâmetro da superfície molhada: 44 cm.	175
Quadro 3.24	Evaporação superficial ($z = 11 \text{ cm}$) em solo nu e em solo coberto com $0.144 \text{ kg [MS]} \text{ m}^{-2}$ [solo] de palha seca (15 g $[\text{H}_2\text{O}] / 100 \text{ g [MS]}$), em períodos de 24 horas. DAR = dias após “rega”. Mitra, 2001: ${}^{\#}ET_o$ (23/08–02/09) = $5.8 \pm 0.9 \text{ mm dia}^{-1}$.	177
Quadro 3.25	Parâmetros geométricos (a, b, x), coeficiente de transmissão (τ) total e coeficiente de extinção (K_{eb}) da luz, em sobreiros jovens, e resultantes valores do índice de área foliar LAI ; coeficiente de absorção médio foliar: $\langle \alpha_{r(\text{vis})} \rangle = 0.84$. Latitude: 38.5° ; ângulo zenital: 38° ; hora do dia: 15.75h. Mitra, 30 de Agosto de 2002.	209
Quadro 3.26	Variação da água ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) do solo em diferentes subperíodos e o seu total no período principal (17/Maio a 12/Junho, 2002; $ET_o = 6.00 \pm 0.33$): Δa_i : variação da humidade por camada de solo, integrada no tempo; $z_r(t)$: profundidade de enraizamento; $\Delta A(z, t)$ ($\text{mm}[\text{H}_2\text{O}] \text{ dia}^{-1}$) ($= \sum \Delta a_i$): taxa de variação média absoluta, integrada no espaço; taxa relativa $u(z, t)$: ($\text{mm} [\text{H}_2\text{O}] \text{ mm}^{-1}$ [solo] dia^{-1}). <i>Agrostis castellana</i> . Mitra.	241
Quadro 3.27 (A, B)	Taxa de extracção da água do solo pela <i>Agrostis castellana</i> ($LAI = 1.9$ a $2.2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) de 5 a 26 de Junho a 10 de Julho (2001): u ($\text{mm mm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$); Δa_i , taxa de variação por camada “i”; $f(\text{H}_2\text{O})$ = função de ponderação. Evapotranspiração de referência: $ET_o = 6.86 \pm 1.55 \text{ mm dia}^{-1}$.	245
Quadro 3.28	Unidades da resistência hidráulica (R_p) da planta em função das unidades da taxa de fluxo de água e do potencial hídrico.	261
Quadro 3.29	Resistência (R_p) da planta de seis espécies herbáceas cultivadas (Abdul-Jabar <i>et al.</i> , 1984) e as resistências do trevo branco (<i>Trifolium repens</i> L., Lima, 1992; Lima <i>et al.</i> , 1996), do milho (<i>Zea mays</i> L.; Lima, 1996), do sobreiro (<i>Quercus suber</i> L.) e da azinheira (<i>Q. rotundifolia</i> Lam.), em ambiente mediterrânico (Portugal).	263

Quadro 3.30	Ambiente biofísico da azinheira no dia 180 (1997), ao meio-dia solar: a) parâmetros de estrutura, b) parâmetros de fluxo e taxas de fluxo e c) microclima e albedo. Toda a informação foi recolhida em David (2000). Para os fins deste artigo foram calculadas a taxa transpiratória foliar (T_f) e ET_o (dados do C.G.E.).	269
Quadro 3.31	Azinheira ($LAI = 2.6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$): parâmetros da equação [3.56]; correcção do fluxo de seiva, para o dia 180 (1997), dados u' (original), taxa transpiratória foliar, AF e a fracção iluminada (f_i) da copa. $ET_o = 7.32 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$; “inicial” = valores recolhidos em David (2000). Para mais detalhes, ver texto.	278
Quadro 3.32	Parâmetros usados no escalonamento do fluxo de água no sistema solo/planta ou na simulação com azinheira ou sobreiro.	300
Quadro 3.33-A	Temperatura radiométrica do solo, T_s , da folha, T_f (dia 09), e da copa, T_c (dia 23) de árvores em <i>stress</i> hídrico, e da <i>Agrostis castellana</i> seca no campo. TIV: origem radiométrica da temperatura medida pelo “termómetro” de infravermelho. Cada valor de temperatura representa a média aritmética de três leituras no mesmo “ponto”.	344
Quadro 3.33-B	Temperatura radiométrica do solo, da folha (dia 09) e da copa (dia 23) e da <i>Agrostis castellana</i> seca; 2001.	345
Quadro 3.33-C	Temperatura do solo húmido em 30 de Agosto (ca. 15:00 h local; ~13:00 TU) de 2001. Cada valor é média de três leituras no mesmo “ponto”.	345
Quadro 3.34	Parâmetros da curva local do perfil do vento sobre o campo experimental. Adimensional de von Kármán, $k = 0.41$; $u(2) = 3.32 \text{ m s}^{-1}$; $T_a = 32 \text{ }^\circ\text{C}$.	349
Quadro 3.35	Resumo do balanço energético na <i>Agrostis castellana</i> seca (30 de Agosto, 2001; $\langle R_{g(\text{max})} \rangle = 900 \pm 15.1 \text{ W m}^{-2}$; índice e área foliar (LAI) e profundidade de enraizamento máximo na fase de maturidade (25 de Junho). Coeficiente de reflexão (albedo) da superfície seca, $\rho_{\text{max}} = 0.29$ (medido em Agosto).	351
Quadro 3.36	Valores iniciais para calcular o balanço energético no sobreiro. Medições feitas entre as 11:00 h e as 16:00 h (TMG) e centradas ao meio-dia solar, em torno das 13:30 h, na data indicada. Microclima da folha: a) valores médios: $PAR = 844 \pm 528 \text{ } \mu\text{mol (quanta) m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (no plano folha) $T_f = 32.7 \pm 2.1 \text{ }^\circ\text{C}$; $T_a = 31.4 \pm 2.81 \text{ }^\circ\text{C}$; $HR = 0.27$; $DPV_{FA} = 3.94 \pm 0.96 \text{ kPa}$; $\gamma = 0.067 \text{ kPa/K}$; b) PAR (saturante) $\geq 1 \text{ 000 } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; $1 \text{ 472} \pm 369 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (1 180 a 1 890 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Período: 23 de Agosto a 05 de Setembro de 2001 (Anexo 2). Herdade da Mitra, Évora.	357
Quadro 3.37	Balanço energético (W m^{-2}) não isotérmico ($T_c - T_a = 1.37 \text{ }^\circ\text{C}$) no sobreiro, ao meio-dia solar do dia representativo de máximo fluxo no período entre 20 de Agosto e 04 de Setembro d2001 (ver texto para detalhes). $R_{g(\text{max})} = 900 \text{ W m}^{-2}$; condução no solo, $\langle G_{s(\text{max})} \rangle = 195 \text{ W m}^{-2}$ (solo nu); 16 W m^{-2} (sob a copa; $LAI = 3$); temperatura $T_c = 32.8 \text{ }^\circ\text{C}$ (copa); $T_a = 31.4 \text{ }^\circ\text{C}$ (ar).	365

- Quadro 3.38 Relações numéricas entre termos do balanço da radiação solar (do Quadro 3.37) no fitossistema (com 5 anos), em conforto hídrico (2001), ao meio-dia solar, “vis” refere-se à radiação visível. Classes de índice de área foliar, propriedades radiativas da copa e duração do dia. 366
- Quadro 3.39 Resistência total da superfície do ecossistema esparso em função da disponibilidade hídrica e das resistências do solo e da vegetação. $C = 0.08$. 378

ÍNDICE DE FIGURAS¹

Figura 1.1	Representação esquemática do fluxo de água no sistema solo-água-planta em contínuo (SPAC). “A” representa o circuito de capacitância-resistência do transporte da água entre o solo e as folhas; “B”, destacando as resistências ao fluxo.	9
Figura 2.1	A- Localização geográfica da área de estudo (Esc. 1:500 000; carta militar Nº 459, SCEP, 1976), destacando-se Évora e o C.E.E.M. (Mitra) no mapa de Portugal. Figura 1 de Sá (2001), cedida pela autora. B- Localização da Herdade da Mitra na Carta dos Solos de Portugal (Escala 1:50.000), Folha 40-A, Évora (imagem cedida por J. D. Nunes, cf. Nunes, 2004).	32
Figura 3.1	Evolução da média horária da radiação global ($W m^{-2}$) de 1 a 3 de Junho de 2001. Estação climatológica da Mitra do Centro Geofísico de Évora.	77
Figura 3.2	Coefficiente de transmitância (τ_{ar}) da atmosfera para a radiação solar global, ao meio-dia solar, na Mitra, em Junho de 1999: média \pm erro-padrão, 0.581 ± 0.09 ; mínima: 0.328; máxima, 0.739. Humidade relativa: 0.49 ± 0.13 . No topo da atmosfera $\tau_o = 1.0$.	78
Figura 3.3	Correlação semi-logarítmica entre a irradiância em função da espessura da atmosfera e o número de massa atmosfera para a determinação do coeficiente de extinção e da radiação no topo da atmosfera.	79
Figura 3.4	Curva da irradiância ($W m^{-2}$) global: média mensal observada (R_g). A linha legendada $\langle R_g \rangle$ foi estimada pela equação [3.2]. Período, 1996 a 2001.	80
Figura 3.5	Evolução da temperatura média horária no dia 1/6/2001.: média do dia (---): 28.1 °C.. A linha é a curva ajustada com a equação [3.5]. Hora solar \approx hora oficial menos 2h.	86
Figura 3.6	Evolução da média de 4 horas do défice de pressão de vapor (DPIV) no dia 1 de Junho de 1999. Mitra. Hora solar = hora civil menos (1.5 a 2) h.	88
Figura 3.7	Flutuações aleatórias da componente horizontal da velocidade do vento (m/s) num “ponto” ($z = 1.7$ m), captadas com frequência de 10 s e escrita a média de 10 min durante o período de 24h em 31/03/98.	94
Figura 3.8	Velocidade do vento a 1.7 m acima do solo no período de 24 h: leitura automática de 10 em 10 s e escrita da média em cada 240 min (4h). Média diária: $1.7 (\pm 0.9) m s^{-1}$; intervalo de variação: [0.4, 2.9] m/s. Data: 31/03/98.	95
Figura 3.9	Variação da velocidade do vento com a altura no campo experimental (2001). A velocidade do vento foi medida a 6 m de altura, na estação do Centro Geofísica de Évora (Mitra, 2001), a ca. 200 m de distância do campo de ensaio (para a mudança de referência, ver texto). Características da superfície: $h = 1.47$ m; $d = 1.13$ m e $z_o = 0.038$ m (ambos em % de h).	95

¹ No texto, “Figura” é abreviado para “Fig.”.

Figura 3.10	Resistência aerodinâmica ao longo do ano sobre duas superfícies vegetação com alturas de 12 (- ▲ -) e 140 cm (- □ -).	96
Figura 3.11	Variação anual da precipitação nos ciclos hidrológicos de 1996/97 a 2000/2002, na Mitra: a) precipitação mensal; b) precipitação acumulada por ciclo; c) distribuição da precipitação relativa ("F_méd" = curva média)	98
Figura 3.12	Precipitação total diária e anual (738 mm) em 2002, com Verão virtualmente sem chuva.	***
Figura 3.13	Temperatura do solo nu registada com frequência de 4 horas, a 10, 30 e 60 cm de profundidade, de 1 a 5 de Janeiro (1998). Humidade no solo ($10 \leq z \leq 30$): $\theta = 0.25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ($\theta_{cc} = 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).	103
Figura 3.14	Temperatura do solo nu registada com frequência de 4 horas, a 10, 30 e 60 cm de profundidade, de 1 a 5 de Julho (1998). Humidade no solo: $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.	105
Figura 3.15	Amplitude de flutuação relativa da temperatura do solo (Julho, 1998) até 60 cm de profundidade. $A(0) = 19.8 \pm 2.9 \text{ }^\circ\text{C}$; $D = 7.746^{-1}$.	109
Figura 3.16	Temperatura superficial do solo nu: máxima, média e mínima em Janeiro (1998). Humidade do solo: $0.33 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; radiação: $R_g = 5.2 \pm 2.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.	114
Figura 3.17	Temperatura superficial do solo: máxima, média e mínima em Julho (1998). Humidade do solo: $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; radiação: $R_g = 19.4 \pm 3.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.	114
Figura 3.18	Temperaturas mínimas e máximas à superfície do solo e no ar, Janeiro (1998). $T_{a(\text{min})}$ (o) e $T_{\text{sup}(\text{min})}$ (Δ) são, neste exemplo praticamente coincidentes.	115
Figura 3.19	Temperaturas mínimas e máximas à superfície do solo e no ar, Julho/98. Mitra. As mínimas do ar e da superfície do solo mostram um evidente mas pequenas diferença (as duas linhas inferiores) entre 10 e 20 $^\circ\text{C}$. À superfície a temperatura máx. atinge os 60 $^\circ\text{C}$, enquanto que no ar os valores são intermédios.	115
Figura 3.20	Temperatura do solo (Lav.p.Sb) medida com a frequência de 4 horas em $z = 30 \text{ cm}$ entre os dias 1 e 3 de Janeiro (1998); Mitra. Legenda: as letras minúsculas "s" e "c" significam solo "sem" ou "com" <i>mulch</i> (palha seca de gramínea). Humidade no solo: $\theta = 0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, sendo $\theta_{cc} = 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.	117
Figura 3.21	Temperatura do solo ("Lav.p.Sb") medida com a frequência de 4 horas em $z = 30 \text{ cm}$, nos dias 1 a 4 de Julho (1998). Legenda como na Fig. 3.19. Humidade no solo: $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ($\theta_{cc} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).	118
Figura 3.22	Diferença térmica ($T_s(\text{"s"}) - T_s(\text{"c"})$) no solo (Lav.p.Sb) a 30 cm, ao longo dos meses de Janeiro e Julho (1998). Médias diárias em solo lavrado com plantação de sobreiros. Legenda como nas figuras anteriores.	119

Figura 3.23	Simulação da atenuação da temperatura máxima à superfície do solo em função da fitomassa (kg m^{-2}) acumulada expressa em matéria seca; BM = 0, 0.1, 0.2 (curva a azul), 0.4 e 1.0 kg m^{-2} . A curva com BM = 0.2 determina T_{sup} inferior a $40 \text{ }^\circ\text{C}$ em média. Junho, 1998.	123
Figura 3.24	Aumento da temperatura mínima à superfície do solo com a matéria seca acumulada (BM).	123
Figura 3.25	Amplitude de flutuação ($^\circ\text{C}$) periódica da temperatura do solo, Mitra (Janeiro, 1998). Médias (\pm d.p.): a 10 cm , $4.7 (\pm 1.5)$; a 30 cm , $0.61 (\pm 0.25)$; a 60 cm , $0.45 (\pm 0.15) \text{ }^\circ\text{C}$. Amplitude à superfície: $A(0) = 8.9 (\pm 2.2) \text{ }^\circ\text{C}$.	125
Figura 3.26	Amplitude de flutuação ($^\circ\text{C}$) periódica da temperatura no solo, decrescente com o aumento da profundidade, em solo nu. Mitra (Julho, 1998). Médias (\pm d.p.): a 10 cm : $8.0 (\pm 1.3)$; a 30 cm : $2.0 (\pm 0.4)$; a 60 cm , $0.8 (\pm 0.2) \text{ }^\circ\text{C}$. Amplitude à superfície: $A(0) = 19.6 (\pm 3.1) \text{ }^\circ\text{C}$.	125
Figura 3.27	Flutuação periódica típica, do tipo harmónico, da temperatura do solo a 10, 30 e 60 cm de profundidade. Mitra, 1-7 Jul/98.	132
Figura 3.28	Uma série temporal da radiação solar global, no mesmo período referido na Fig. 3.27.	132
Figura 3.29	Curva de retenção <i>humidade - pF</i> não corrigida tal como foi obtida em laboratório (“curva-padrão”): valor nulo de pF em solo saturado. Camada [0-10] cm do perfil “A”.	139
Figura 3.30	Relação entre o raio (em μm) máximo dos poros hidratados e a humidade actual do solo, para o caso da Fig. 3.29, segundo equação [3.23a].	142
Figura 3.31	Raio médio do poro hidratado na camada [0-10] cm em quadro perfis determinado a partir da curva de pF ($r(\text{pF})$) e do potencial matricial ($r(\psi_m)$) após convergência na origem. Critério no texto.	149
Figura 3.32	Curva de retenção da humidade (em sistema de eixos invertidos) vs. potencial matricial (dessecação da amostra de solo); camada [0-30] cm, referente a quatro perfis. $\theta_s \in [0.34, 0.53] \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.	152
Figura 3.33	Curva agregada de retenção humidade vs. potencial matricial ($\langle \psi_e \rangle = -1.49 \text{ J/kg}$, $\langle a \rangle = 0.017$, $\langle b \rangle = 4.77$) correspondente à coluna de solo com 60 cm de profundidade e a amostras de solo recolhidas nos locais “A” e “I” ou “B”, na transecta central do campo experimental (Anexo 1). A textura do solo é franco-arenosa (Quadro 2.2). À dispersão original (com $a = 0.0292$; $b = 4.04$; $\psi_e = -1.15 \text{ J/kg}$; $r^2 = 0.807$; $n = 84$) foi ajustada a equação geral (síntese) representada, através da optimização de $\langle \psi_e \rangle$ acima indicado; $\langle \theta_{cc} \rangle = 0.22$ e $\langle \theta_{ce} \rangle = 0.091 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.	152
Figura 3.34	Potencial matricial em solo saturado durante o mês de Janeiro (1998), registado com a frequência de 10 minutos (ver escala do eixo horizontal) a 30 cm de profundidade, em terreno armado em vala-e-cômodo. A: “s.Sb.v”, sobreiro semeado em solo lavrado (“Lav”) e sensor localizado na vala (“v”); B: “p.Sb.c”, plantação em solo ripado (“Rip”) e sensor localizado no cômodo, sob solo coberto (“c”) com	158

mulch vegetal (palha de gramínea).

- Figura 3.35 Taxa de infiltração horizontal da água resultante de três testes de infiltração por gotejamento, em solo com a camada [0, 10] cm inicialmente seca ao ar: $\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (28 e 30 de Agosto, 2002). 168
- Figura 3.36 Condutividade hidráulica (K_s ; kg s m^{-3}) em solo saturado para dois tipos de mobilização do solo (até 60 cm de profundidade, mais de um ano antes); K_s foi calculada em função de ψ_e (equação [3.34]), com base nas séries temporais desta observadas em Janeiro (1998); inscrita está a “média agregada” (referência) $\langle \psi_e \rangle = -1.51 \text{ J kg}^{-1}$. As curvas actuais de K_s resultaram dos dados registados automaticamente com a frequência de 10 minutos, a 30 cm de profundidade, e referem-se às situações de excesso de chuva em relação à evapotranspiração de referência. Para comparação, as bandas horizontais representam os intervalos da “média agregada” ± 1.5 “média agregada” de K_s . No gráfico **A** (solo lavrado e sobreiros semeados na vala). No gráfico **B** (solo sujeito a ripagem, com sobreiros transplantados e solo coberto com *mulch* vegetal) só havia informação disponível entre os dias 10 e 31 de Janeiro, enquanto o gráfico **B** refere-se a todo o mês em questão. Nota: em **B**, a curva média da série de K_s tem um coeficiente de variação igual a 13%. Chuva acumulada = 70 mm. 172
- Figura 3.37 Geometria de um bolbo molhado (eixos invertidos); z é a profundidade do solo, 12 h após cessar a infiltração. Água infiltrada: $3.19 \times 10^{-3} \text{ m}^3$. Área molhada à superfície: 0.1275 m^2 ; porosidade: $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Nota: *a elipsóide foi truncada* à profundidade de 34 cm, ao nível de uma camada de solo com 15% de argila. Localização: perfil 3; “Mitra-A”. Agosto de 2001. 173
- Figura 3.38 Taxa transpiratória diária da folha (em $\text{kg [vH}_2\text{O]} \text{ m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$) do sobreiro (Plantas P1, P2, P3, P4), em conforto hídrico natural (até 30 de Junho), ou regadas (após 19 de Julho) e em regime de “sequeiro” estival. Mitra, 2002. Nota-se o afastamento das curvas, 48 h depois da rega (início: a 19 de Julho), a seguir a longo período de défice hídrico. 194
- Figura 3.39 Perfil de humidade ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) inicial (18/Maio) e final (15/Junho) no sobreiro P4 para a determinação da variação da água na zona das raízes. Água extraída: $\Delta A(z, t) = -0.072 \pm 0.039 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, até $z = 110 \text{ cm}$ de profundidade. Mitra, 2002. 204
- Figura 3.40 Perfil vertical de humidade inicial (18/Maio) e final (15/Junho) no sobreiro P2 para a determinação da variação da água no solo. Água extraída: $\Delta \theta = -0.115 \pm 0.045 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; profundidade de acesso, $z = 110 \text{ cm}$. Mitra, 2002. 204
- Figura 3.41 Condutância estomática ($\text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) média da folha do sobreiro em função do défice de pressão de vapor atmosférico (11:30h a 15:30 h); médias: $PAR = 1461 \pm 363 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; $T_f = T_a = 33.7 \pm 5.0 \text{ }^\circ\text{C}$; $DPV = 2.99 \pm 1.63 \text{ kPa}$. Mitra, 2002 (período: 15/05 a 22/08). 234
- Figura 3.42 Relação entre condutância estomática relativa e potencial hídrico de base na folha: *em cima*, condutância observada; *em baixo*, curva da condutância estomática relativa *versus* potencial de base. Espécie: sobreiro (em Portugal); adaptação de Lange *et al.* (1987b). 239

Figura 3.43	Humidade do solo em função da profundidade e do tempo, na gramínea: perfil inicial, a 17/Maio, e, final, a 12/Junho (2002); $\theta_{cc} = 0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; $\theta_{ce} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; água de drenagem: $\theta(z, t) - \theta_{cc} > 0$.	240
Figura 3.44	Evolução da água de extracção obtida da Fig. 3.45: inicial (17/Maio) e final (12/Junho), na gramínea. Extracção: (17/Mai. a 12/Jun.): $0.105 \pm 0.056 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; água de drenagem: $\theta - \theta_{cc} > 0$. Mitra, 2002.	240
Figura 3.45	Distribuições verticais, $\theta(z, t)$, da humidade ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) do solo, da camada 0-5 cm a 50-60cm, em três datas (2001), obtidas no perfil 3. Em abcissa, os limites inferiores das camadas de solo. Clima: $ET_o = 7.08 \pm 1.53 \text{ mm/dia}$.	244
Figura 3.46	Taxa e padrão de variação da humidade (u ; $\text{mm mm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) no solo enraizado pela gramínea, entre 5 e 26 de Junho (2001), a partir da Fig. 3.45. A profundidade total (60 cm) foi discretizada em seis camadas com 10 cm de espessura cada; a camada superficial com 10 cm foi subdividida em duas de 5 cm. Clima: $ET_o = 7.08 (\pm 1.53) \text{ mm/dia}$.	244
Figura 3.47	Evolução simultânea da taxa diária de extracção ($U(t)$) da água disponível pelo sobreiro (plantas, P1 a P4) e da ET_o , em mm dia^{-1} , em conforto hídrico natural (até 30 de Junho) ou regadas (após 19/Julho); a curva “ K_{cb} ” identifica dois períodos de conforto e um intermédio de <i>stress</i> hídrico. Período: 15/Maio a 23/Ago. Mitra, 2002.	257
Figura 3.48-A	Mitra, dias 28 a 30 de Junho, 1997. Fluxo de seiva na azinheira: $\langle u'_{calc} \rangle$ é calculado pela equação [3.56] em função da ET_o e ajustado pelos parâmetros observados $K_{cb} = 0.90$ e $c = 1$; u'_{obs} representa u' original (David, 2000), que deve multiplicar-se pelo factor (2.17) de correcção da área do xilema (ver texto). A curva de u'_{obs} foi conservativa e não captou a variação da ET_o local (eixo vertical direito): 7.27, 5.32 e 3.81 mm dia^{-1} , respectivamente. Informação climática fornecida pelo (CGE) (ver Anexo 5).	291
Figura 3.48-B	Relação (original) diária entre a evapotranspiração de referência, ET_o ($\text{kg}/(\text{m}^2 [\text{solo}] \text{ h})$) e a densidade de fluxo de seiva, u' ($\text{kg}/(\text{m}^2 [\text{xil}] \text{ h})$) medida na azinheira (David, 2000); $c = 1$, $K_{cb(\text{max})} = 1$ (ver texto).	291
Figura 3.48-C	Relação entre $\langle u'_{calc} \rangle$ (pela <i>ELE</i>) e $\langle u'_{obs_corr} \rangle (= 2.17(u'_{obs}))$ da Fig. 3.48-C, mediante $K_{cb(\text{max})} = 1$ e $c = 1$, para médias horárias ou sub-horárias.	293
Figura 3.48-D	Correlação de unitário: o mesmo que na Fig. 3.48-C, com as variáveis nas mesmas unidades; e $K_{cb(\text{max})} = 0.90$ e $c = 1$, para médias horárias.	293
Figura 3.49	Azinheira. Relação entre valores simulados e corrigidos do fluxo de seiva ($\text{m}^3 \text{ m}^{-2} [\text{xil}] \text{ dia}^{-1}$), pela equação [3.56], e valores observados (David, 2000), referente aos primeiros 150 dias do ano de 1997. $r^2 = 0.88$; amostra, $n = 150$; o declive é 1.00 para $K_{cb} = 0.809$, $c = 0.702$; $\langle u'_{obs_corr} \rangle = 2.17u'$ (u' : método de Granier; David, 2000).	294
Figura 3.50	Taxa de extracção de água pelos sobreiros jovens (escalonamento da taxa de transpiração foliar), para dez datas entre 15/Maio e 15/Junho de 2002. Parâmetros observados: $K_{cb(\text{max})} = 0.85$; $c = 0.778$; $LAI = 3.54$. Idade dos sobreiros = 6 anos. Cada ponto representa a média da taxa	296

transpiratória em 5 a 10 folhas por árvore, numa amostra de sete sobreiros. “Taxa de extracção” (observada) = “taxa transpiratória foliar $\times L_i$ ”.

- Figura 3.51 Dispersão da altura equivalente da taxa de extracção de água diária [equação [3.56]] em função do défice de pressão de vapor; para $f_D = 1$, total anual = 617 mm (ou 1 511 MJ/m² ano de calor latente). 312
- Figura 3.52 Taxa de extracção “potencial” máxima, $U_o(t)$ da água e a correspondente curva actual, U (no texto, $U_{j_{aj}}(t)$), restringida pela função de redução da condutância estomática (ver texto). Escalares utilizados: $c = 0.778$; $K_{cb} = 0.85$; $LAI = 3.54$ m² [folhas] m⁻² [solo]; $A_X/A_F = 2.24 \cdot 10^{-4}$ m² [xil] m⁻² [folhas]. Totais em mm ano⁻¹: árvore ($\sum U_o = 1\ 198$; $\sum U_{j_{aj}} = 445$); clima ($\sum ET_o = 1\ 437$ e $\sum Chuva = 738$). Local e ano: Reserva Florestal da Mitra (Valverde), 2002. 313
- Figura 3.53 Taxa diária da evaporação da água interceptada (*intercepção*) pela folhagem do sobreiro ($LAI = 3.54$), a sua curva de acumulação anual (118 mm) em torno da árvore e a curva acumulada ($E_i + E_s$) da intercepção e da evaporação. A precipitação e E_i durante o período seco foram virtualmente nulas. 323
- Figura 3.54 Infiltração diária e a infiltração acumulada anual (620 mm) em torno da árvore. 323
- Figura 3.55 Totais anuais da evapotranspiração (triângulos vazios ou cheios), “produção de água” (quadrilátero) e evaporação (+) no ecossistema em função do grau de coberto (C), segundo a equação [3.60]. Ao contrário da curva superior (triângulos vazios), a curva inferior (triângulos cheios) da evapotranspiração exclui a *intercepção* (118 mm); os totais são 563 e 445 mm, respectivamente. 327
- Figura 3.56 Evolução diária da radiação solar, temperatura, défice de pressão de vapor e da velocidade da componente horizontal do vento a 2 m de altura. 343
- Figura 3.57 Perfil vertical do vento típico no campo experimental (2001). A velocidade do vento foi medida a 6 m de altura (Centro Geofísica de Évora, Mitra) à distância de ~200 m de distância, e projectada para $u(2)$ esperado na parcela experimental. Ver detalhes no texto. 349
- Figura 3.58 A: Temperatura máxima, mínima e amplitude de flutuação térmica diárias à superfície e B: condução de calor no solo húmido, à capacidade de campo ($\theta_{cc} = 0.18-0.22$ m³ m⁻³), no solo seco ao ar ($\theta_a = 0.03$ m³ m⁻³), entre 20 de Agosto e 04 de Setembro de 2001. Albedo do solo seco ao ar é 0.29; albedo da relva é 0.19. 375
- Figura 3.59 Resistência total da superfície segundo o esquema em “mosaico”. *Eixo vertical esquerdo*: para resistência do solo seco máxima e mínima constantes e $r_{s,c}$ mínima (♦) ou máxima (+). *Eixo vertical direito*: com resistência mínima no solo e na copa. 379
- Figura 3.60 Densidade de fluxo energético diário (MJ m⁻² [solo] dia⁻¹) na copa do sobreiro ($c = 0.78$): variação sazonal dos integrais diários (de cima a baixo) da (x) radiação solar global; () radiação líquida; (“triângulos”) fluxo de calor latente potencial máximo e (o) fluxo de calor latente actual (correspondente à curva de extracção de água da Fig. 3.52). 385

SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

$a; b$	Parâmetros em equações
a_f	Área de uma folha (m^2)
A	Área (m^2)
A_F	Área foliar total da árvore ($=A_p LAI$) (m^2)
A_p	Área da projecção horizontal da copa sobre o terreno (m^2)
A_R	Área total das raízes extractoras
A_T	Área total do tronco (excluindo a casca) (m^2)
A_X	Área do xilema condutor (m^2)
$A(z)$	Amplitude de flutuação da onda da temperatura do solo à profundidade z .
A_{raiz}	Área total das raízes colectoras de uma árvore
ΔA	Variação total da água do solo, no tempo e no espaço, no perfil do solo
Δa_i	Variação da água do solo, no tempo e no espaço, em cada camada elementar “ i ” em que o perfil é discretizado
c	Velocidade da luz no vácuo ($3.0 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$)
C_p	Capacidade calorífica do ar a pressão constante
d	Altura de deslocamento do plano de origem do perfil do perfil vertical da componente horizontal da velocidade do vento
d_g	Diâmetro (média geométrica) das partículas do solo
D, D_j	Profundidade de amortecimento da flutuação da temperatura à superfície do solo; coeficiente de difusão de um fluido “ j ”
DAP	Diâmetro (do tronco) a altura do peito
D_P	Drenagem profunda da água (na equação do balanço hídrico do solo)
DPV	Défice de pressão de vapor de água saturante na atmosfera; coeficiente de difusão de um fluido
DFF	Densidade de fluxo fotónico (μmol [fotões] $m^2 \text{ s}^{-1}$)
E_i	Intercepção ou evaporação da água das chuvas interceptada pela folhagem (unidades: $L T^{-1}$)
E_{sc}	Escoamento hídrico superficial ($L T^{-1}$)
E_s	Evaporação da água à superfície do solo ($\text{kg} [\text{H}_2\text{O}] m^2 [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$)
ET_m	Evapotranspiração máxima ($\text{kg} [\text{H}_2\text{O}] m^2 [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$)
ET_o	Evapotranspiração de referência ($\text{kg} [\text{H}_2\text{O}] m^2 [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$)
f	Número adimensional para indicar “fracção” ou factor de correcção
f_i	Fracção da área da folhagem iluminada por radiação directa
f_k	Factor de conversão ($=K_{vis}/K_{sol}$) entre coeficientes de extinção
f_x	Factor de correcção da área do xilema
F	Fluxo (densidade em área) de massa de um fluido (kg m^{-2} [secção de fluxo] s^{-1}); contribuição do nível freático no balanço hídrico do solo
g	Constante de aceleração da gravidade terrestre (9.8 m s^{-2}); com índice “ a ” condutância aerodinâmica (índices M , para momento; V para o vapor de água e H para calor sensível) ($\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; m s^{-1})
g_{aH}	Condutância aerodinâmica ao fluxo de calor sensível
g_{aM}	Condutância aerodinâmica ao fluxo de momento
g_{aV}	Condutância aerodinâmica ao fluxo de vapor de água
g_e	Condutância estomática foliar à difusão do $v\text{H}_2\text{O}$ ($\text{mol} [\text{H}_2\text{O}] m^{-2} \text{ s}^{-1}$)
g_{mas}	Condutância estomática foliar máxima
g_{min}	Condutância estomática foliar mínima

G	Densidade (em área) do fluxo de calor no solo por condução ($W m^{-2}$); função densidade do ângulo foliar da folhagem
h	Constante de Planck ($6.2559 \times 10^{-34} J s$)
h_c	Altura (m) da árvore
h_r	Humidade relativa do ar no mesófilo da folha
$H_{s,a}$	Densidade do fluxo de calor sensível (H , $W m^{-2}$) entre a superfície e o ar
HR	Humidade relativa do ar atmosférico
IAR	Índice de área das raízes (m^2 [raízes] m^{-2} [solo])
IAX	Índice de área xilémico ($= [A_X/A_F]LAI$; m^2 [xilema funcional] m^{-2} [solo])
k	Coefficiente de extinção da atmosfera; constante adimensional de von Kármán (0.41; na equação do perfil aerodinâmico); condutividade térmica ($W m^{-1} K^{-1}$)
K_a	Constante dieléctrica aparente do solo
K_{be}	Coefficiente de extinção da radiação solar pela folhagem como “corpo negro”
K_c	Coefficiente cultural (das necessidades hídricas) do sistema solo/planta ($= [U_{max} + E_s]/ET_o$)
$\langle K_c \rangle$	Coefficiente cultural do povoamento de árvores ($= CK_{cb} + (1-C)K_s$)
K_{cb}	Coefficiente cultural de base ($= U_{max}/ET_o$)
K_e	Coefficiente de evaporação da água do solo ($= E_s/ET_o$)
K_s	Condutividade hidráulica em meio poroso saturado ($kg s m^{-3}$);
K_{sol}	Coefficiente de extinção espectral da radiação solar pela copa
K_{vis}	Coefficiente de extinção no “visível”
LAI	Índice de área foliar (<i>Leaf Area Index</i> ; m^2 [folhas] m^{-2} [solo])
L_i	Índice de área foliar iluminada ($f_i LAI$; m^2 [folhas] m^{-2} [solo])
L_a	Densidade de fluxo da radiação de longo c.d.o. emitida pela atmosfera
L_d	Densidade de fluxo da radiação de longo c.d.o. emitida pela superfície
m	Número de massa do ar
M	Momento cinético do ar; taxa metabólica das plantas
MEF	Massa específica foliar (kg [matéria seca da folha] / área da folha)
N	Número de Avogadro $6.023 \times 10^{23} mol^{-1}$
$p(z)$	Pressão atmosférica (kPa) em função da altitude; com índice inferior “a”, “o”, designa, respectivamente, a pressão actual e ao nível médio do mar.
P	Precipitação pluviométrica
r	Raio; resistência ao transporte (índice inferior M para o momento cinético, V para vapor de água e H para o calor sensível)
r_a	Resistência aerodinâmica ($mol^{-1} m^2 s m^{-1} s$; $m^{-1} s$) ao transporte na atmosfera (índice inferior “M”, “V” e “H”, como anteriormente)
r_c	Resistência do coberto vegetal ao fluxo de vapor ($m^{-1} s$)
r_{aH}	Resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível ($m^{-1} s$)
r_{aM}	Resistência aerodinâmica ao fluxo de momento cinético ($m^{-1} s$)
r_s	Resistência estomática foliar ao fluxo de vapor
r_t	Resistência total ($r_c + r_s$) em série ao fluxo de vapor através dos estomas (canópia) e da atmosfera
R	Constante dos gases perfeitos ($8.314 J mol^{-1} K^{-1}$)
R_d	Radiação solar difusa (de curto c. d. o) à superfície ($W m^{-2}$)
R_g	Radiação global à superfície ($W m^{-2}$)
R_n	Radiação líquida à superfície ($W m^{-2}$)
R_{ni}	Radiação líquida “isotérmica” ($W m^{-2}$)
R_o	Radiação solar no topo da atmosfera ($W m^{-2}$)
R_p	Resistência hidráulica aparente da planta
t	Tempo, geralmente em segundo

T	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)
$T_{r(\text{mol})}$	Taxa da transpiração foliar expressa em densidade de fluxo molar ($\text{mol} [\text{vH}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{folha}] \text{s}^{-1}$)
T_{rf}	Taxa transpiração da folha em $\text{kg} [\text{vH}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{folha}] \text{s}^{-1}$ (ou por dia)
$\langle T_{rc} \rangle$	Taxa transpiração da copa em $\text{kg} [\text{vH}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{folha}] \text{dia}^{-1}$
$u(z)$	Velocidade horizontal do vento (m s^{-1})
u'	Densidade em área do fluxo volumétrico da seiva no xilema ($\text{m}^{-3} \text{m}^{-2} [\text{xil.}] \text{s}^{-1}$)
u_r	Densidade em área do fluxo de água (osmose) através das raízes colectores ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
u^*	Velocidade de fricção do vento sobre a superfície rugosa
U	Taxa (densidade de fluxo) de extracção da água solo pelas plantas ($\text{kg} [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{solo}] \text{dia}^{-1}$)
z	Dimensão linear designando espessura (profundidade do solo ou da atmosfera)
z_o	Altura de rugosidade (m) aerodinâmica da vegetação
z_M	Altura de rugosidade (m) da superfície para o fluxo de momento cinético
z_H	Altura de rugosidade (m) da superfície para o fluxo de calor sensível
z_r	Dimensão linear de enraizamento (m)
$z_{r(\text{max})}$	Dimensão linear de enraizamento máxima

Alfabeto grego

α	Coefficiente de absorção da radiação electromagnética por uma superfície, com índice inferior “f” para a folha, c para a copa e s para o solo; coeficiente de difusividade térmica do solo ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
$\alpha_{f(\text{vis})}$	Coefficiente de absorção foliar no intervalo espectral visível
$\alpha_{f(\text{ivp})}$	Coefficiente de absorção foliar no infravermelho próximo
$\alpha_{f(\text{solar})}$	Coefficiente de absorção foliar em todo o espectro
β	Parâmetro de escalonamento entre a variação da água no solo e a taxa transpiratória foliar
Δ	Derivada ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$) da pressão saturante do vapor de água em função da temperatura
ϵ	Relação entre os pesos moleculares do vapor de água e do ar (0.622 g/g); emissividade de um radiador (função do comprimento de onda)
γ	Constante psicrométrica ($= C_p p / \epsilon \lambda$)
ϕ_H	Factor de influência diabática para a transferência de calor sensível
ϕ_M	Factor de influência diabática para a transferência de momento cinético
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$)
τ	Fluxo de momento cinético, pressão tangencial ($= \rho_a (u^*)^2$) transmitida a uma superfície rugosa pelo vento com velocidade u^* ; coeficiente de transmissão da radiação solar incidente por um meio transparente (atmosfera; folha)
τ_c	Coefficiente de transmissão da folhagem (copa): fracção da radiação solar incidente que não é interceptada pela folhagem
$\langle \tau_c \rangle$	Coefficiente de transmissão média de uma amostra de árvores
ω	Frequência angular (rad s^{-1}) de processos com amplitude de flutuação periódica, como a temperatura superficial do solo
ψ	Potencial químico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$; equivalente a J kg^{-1} ou a kPa)
ψ_b	Potencial hídrico de base nas plantas, medido de madrugada (o máximo)

verificado ao logo do dia)

ψ_e	Potencial de entrada do ar em meio poroso saturado, como o solo e vasos xilémicos
ψ_{CI}	Potencial à cavitação incipiente da coluna de água no xilema
ψ_m	Potencial de água na matriz do solo ou potencial matricial ($J\ kg^{-1}$)
$\psi_{f\ (min)}$	Potencial hídrico mínimo em folhas iluminadas, ao meio-dia solar
$\langle \psi_f \rangle_{(min)}$	Potencial hídrico mínimo de toda a folhagem verde, como média ponderada entre $\psi_{f\ (min)}$ e o potencial hídrico das folhas à sombra, com transpiração cuticular
ψ_f	Potencial de água no mesófilo foliar (MPa)
$\langle \psi_f \rangle_{(min)}$	Potencial hídrico mínimo de toda a folhagem verde, como média ponderada entre $\psi_{f\ (min)}$ e o potencial hídrico das folhas à sombra, com transpiração cuticular
ψ_f	Potencial de água no mesófilo foliar (MPa)
ψ_s	Potencial de água no dolo, geralmente corresponde a ψ_m
ψ_{50}	Potencial hídrico no xilema que corresponde, na curva de cavitação do xilema, à pressão aplicada para diminuir em 50% a condutividade hidráulica inicial
ψ_{max}	Potencial hídrico no xilema que corresponde, na curva de cavitação do xilema, à máxima pressão aplicada para a cavitação total
μ	Coefficiente de viscosidade dinâmica ($N\ s\ m^{-2}$) de um fluido
ρ	Massa volúmica de uma substância ($kg\ m^{-3}$); coeficiente de reflexão da radiação por um corpo “não-negro”
ρ_f	Coefficiente de reflexão de uma folha
ρ_c	Coefficiente de reflexão da copa
$\rho_{c,H}$	Coefficiente de reflexão de uma copa com folhas horizontais
ρ_{cp}	Coefficiente de reflexão da copa real
$\rho(\theta)$	Coefficiente de reflexão do solo em função da humidade superficial
θ	Teor volumétrico da água no solo ($m^3\ m^{-3}$); ângulo zenital do Sol
θ_{cc}	Humidade no solo à capacidade de campo ($m^3\ m^{-3}$)
θ_{ce}	Humidade no solo ao coeficiente de emurchecimento ($m^3\ m^{-3}$)
θ_a	Humidade no solo seco ao ar atmosférico
$\theta(z)$	Humidade do solo à profundidade z ; perfil vertical da água no solo
η	Coefficiente de viscosidade cinemática do ar ($m^2\ s^{-1}$)

Logaritmos

\log	Logaritmo decimal
\ln	Logaritmo natural (base e)

RESUMO

O estudo da importância hidrológica do sobreiro (*Quercus suber* L.) justifica-se no âmbito da gestão agroflorestal do território, hidrologia florestal, ecologia e microclimatologia. O objectivo do presente estudo foi a determinação do integral anual da transpiração de um sobreiral através do que, em hidrologia agro-florestal, se designa “coeficiente cultural” (medida relativa do uso da água pelas plantas).

O problema foi resolvido no âmbito do balanço hídrico no solo enraizado e do balanço energético à superfície, em torno da árvore e ao nível do ecossistema. A metodologia utilizada consistiu na detalhada caracterização geométrica, hidrológica e termo-radiativa dos compartimentos do contínuo solo-planta-atmosfera (*SPAC*) e na modelação matemática de vários processos eco-hidrológicos do ecossistema estudado.

De entre diversos tópicos tratados, a investigação permitiu estabelecer: (1) a relação matemática empírica entre a transpiração sazonal (medida na folha) e a correspondente variação (ΔA) da água do solo enraizado, sem se proceder à discretização vertical do solo; (2) a expressão matemática que define a extensão do enraizamento, designado “dimensão linear de enraizamento” $z_{r(max)}$; (3) a formulação hidrodinâmica da relação biométrica A_X/A_F , entre a área seccional de fluxo (A_X) no xilema do tronco e a área foliar (A_F) total, em função da variável de fluxo adimensional ET_0/u' , sendo u' a densidade de fluxo da seiva bruta. O índice de área foliar (*LAI*) é o escalar que unifica os procedimentos (1), (2) e (3).

O procedimento (1) permitiu converter a média sazonal da transpiração máxima em ΔA correspondente e determinar o “coeficiente cultural de base” (K_{cb}), parâmetro em (3). O procedimento (3) ofereceu o quadro formal para estimar a curva sazonal dos integrais diários de u' , em função da evapotranspiração de referência (ET_0) estimada pela equação de Penman-Monteith, em que u' é limitado pelo produto entre K_{cb} e a função $g_e(D)$ de redução da condutância estomática difusiva, g_e , elo défice de pressão de vapor atmosférico. A combinação entre (1) e (2) levou à determinação de $z_{r(max)}$ que limita o volume de controlo do solo em torno da árvore, onde a variação da água disponível afecta g_e .

O balanço hídrico pôde resolver-se, inicialmente, sem o balanço energético que depois o refinou e confirmou. Do diversificado painel dos resultados, pudemos concluir

que o K_{cb} (0.85–0.92) e a transpiração do sobreiro em conforto hídrico (transpiração potencial: TP), ao contrário do que correntemente se possa pensar, se inserem em categorias de limites flexíveis, onde figuram as mesófitas e as higrófitas. O mesmo se concluiu para outros parâmetros bio-hidrológicos do sobreiro, tais como a condutância hidráulica da planta, a condutância estomática, a relação A_X/A_F e o índice de área xilémico da árvore.

No ano exemplificado, a transpiração representou ~80% da evapotranspiração do ecossistema, $\langle ET \rangle$ (563–574 mm/ano), determinada em torno da árvore ou para um sobreiral equivalente cobrindo completamente o solo, enquanto que $\langle ET \rangle$ ascendeu à terça parte de ET_0 anual e a 62% da precipitação acumulada em 2002, mas perfazendo 71% da precipitação média anual. A água disponível armazenada no domínio $z_{r(max)}$ do solo enraizado justificou o integral anual da transpiração estimada com base no fluxo de seiva. Além disso, $z_{r(max)}$, que resulta das relações eco-hidrológicas entre a dinâmica da água do solo e a dinâmica das raízes finas colectoras, permitiu predizer uma densidade arbórea média de 43 árvores por hectare, consistente com dados disponíveis referentes a “montados” no Alentejo (Portugal) e em Sevilha (Espanha).

O balanço energético, além de fundamentar e confirmar o balanço hídrico, forneceu informação necessária a vários fins, nomeadamente, para a determinação da resistência difusiva total da superfície e para a calibração pragmática da equação de Penman-Monteith ao nível da “folha-gigante”, da árvore e da plantação esparsa.

A natureza biofísica da abordagem adoptada nesta investigação perspectiva a sua aplicação à gestão da água em agro-ecossistemas sujeitos à rega, nomeadamente, pomares, olivais e vinhas.

Palavras-chave: balanço hídrico; balanço energético; transpiração, fluxo de seiva; evapotranspiração; coeficiente cultural; densidade arbórea do montado; enraizamento índice de área foliar iluminado; índice de área xilémico; índice de área das raízes; montado; sobreiro; *Quercus suber*, modelação matemática do fluxo de seiva.

ABSTRACT

Contribution to the determination of the cork-oak tree (*Quercus suber* L.) crop coefficient – a study of agro-forestry eco-hydrology

Landscape and agro-forestry systems management are issues of national concern, justifying experimental studies to evaluate the impact of tree plantations or natural ecosystems on local hydrology. In Portugal, this kind of agro-forestry survey programs are still rare in the mediterranean-type agro-forestry ecosystems, namely in the secondary type of forest called “montado”, based on the sclerophyllous evergreen cork-oak (*Quercus suber*) and holm-oak (*Quercus rotundifolia*) species. The “montado” plays important socio-economic and ecological roles in Portugal.

In the eco-hydrologic perspective of mutual interactions between the hydrologic cycle and the ecosystems, this study quantifies the annual water use ($\langle U \rangle$) of cork-oak tree based on the concept of (maximum) “basal crop coefficient”, K_{cb} , the actual plant water use relative to the reference evapotranspiration rate, ET_0 , in a daily basis. For that, both water and energy balances have been solved around tree and then scaled up to the plantation level. For the water balance computations, under water-unsaturated soil and from mid-spring to early-summer (year 2002), we have quantified the spatial (vertical) water variations and temporal (seasonal) water use patterns of a young-aged, at six years old, plantation of cork-oak trees without understore, in a site located in the Central Alentejo district, Portugal.

The energy and water balance flux approaches for the vegetated surface have been supported either by measuring or by determining global solar radiation, net radiation, latent heat, sensible heat and soil heat conduction taken at the experimental site, during the wet seasons in 2001 and 2002. To assess the water vapour (νH_2O) loss by trees, soil, tree and the atmosphere have been properly characterized. This involved (1) the hydrologic and geometric properties and reservoir capacity of the control soil column for seasonal mass water balance around tree; (2) leaf, foliage and stand diffusive stomatal conductance (g_e) and transpiration rates; additionally, (3) the total leaf area index (LAI) has been discriminated into its sunlit and shaded leaf area index component layers per tree to determine the dual-source foliage transpiration rate for the representative tree and so at the (sparse) canopy level. For long time series of actual

daily tree transpiration (U) per unit ground area, both K_{cb} and daily ET_0 , estimated by the Penman-Monteith equation, are needed, being U derived from the sap mass flux density, u' , and the xylem area index (XAI) as described below.

To continuously estimate U , based on u' , we have first formulated an ecological version of the hydrodynamic continuity equation which defines the biometric ratio A_X/A_F between the (trunk) effective sapwood cross sectional area (A_X) and total one-side leaf area (A_F), as a linear function of the non-dimensional flux ratio ET_0/u' . Since it is assumed a hydrologic principle underlying stomatal conductance (g_e) regulation, to identify the soil domain, $z_{r(max)}$, where the seasonal variation (ΔA) of the available soil water determines g_e , we wrote and verified the equation for $z_{r(max)}$, related to that for sap flow via LAI .

Among several results, this investigation has enable one to establish: *a*) an empirical, but physically-based, mathematical relationship between U and ΔA , without the need to discretize the rooted soil column; *b*) a mathematical expression to estimate the soil rooting domain, $z_{r(max)}$, whose native available soil water matches the annual tree water use base on the sap flow. For an ecosystem with full ground cover (C is 1), results showed that a null water balance assumption corresponded to an expected maximum actual evapotranspiration, $\langle ET \rangle$, of 563–574 mm/yr in 2002, also both null bare soil evaporation and ecosystem water yield (WY), being $\langle ET \rangle$ the sum between the canopy water interception (E_i) and U . For such a scenario U and E_i accounted for, respectively, ~80% and 20% of tree, or of the equivalent homogeneous canopy, $\langle ET \rangle$. For the young plantation (C was 0.08) $\langle ET \rangle$ reduced accordingly to 154 mm and WY rised to 349 mm per year. For full ground cover, it was meaningful to note that, despite the total annual rainfall was greater than the mean annual precipitation ($\langle P \rangle$), U corresponded to ~75% of $\langle P \rangle$. This means that the annual rainfall does not determine the tree annual water use for the study tree species which is ecologically adapted to the site climate and soil water temporal dynamics.

The study also permitted one to clarify that the hydrodynamic definition of A_X/A_F , linked to truncation of the total “rooting length” into the tree territory, allows one to determine the ecosystem tree density, under the actual soil and climate conditions, consistent with published inventories for the montado ecosystem. Finally, we concluded that the mean seasonal maximum transpiration rate of the cork-oak tree as well as its K_{cb} (0.85–0.92) belong to numerical ranges with flexible boundaries which are convergent to those of mesophyte and hygrophyte plant species.

1

INTRODUÇÃO

1.1 | O problema, objectivo e justificação do estudo

A determinação do uso da água pelas árvores é necessária para vários fins em ecologia, hidrologia, micro-climatologia e agro-silvicultura (Tatarinov *et al.*, 2005).

No ordenamento e gestão agro-florestal do território, em Portugal continental, destaca-se o ecossistema mediterrânico de tipo savana, dito “montado”, um sistema silvo-agroflorestal de uso múltiplo do solo, com grande importância sócio-económica. Em Espanha existe um equivalente ecológico do montado, designado *dehesa* (Joffre & Rambal, 1993; Joffre *et al.*, 1999). Menos tangível é a função ecológica do montado, de sobreiro (*Quercus suber* L.) ou de azinho (*Quercus rotundifolia* Lam.), onde a presença permanente das árvores, quercíneas mediterrânicas, se traduz na conservação do solo, de recursos faunísticos e florísticos e a regularização dos recursos hídricos (Natividade, 1950; Joffre *et al.*, 1999; Costa & Pereira, 2007). É, também, claro que a presença das árvores melhora as propriedades hidrológicas do solo na sua zona de influência (Joffre & Rambal, 1993; Nunes, 2004).

O título do presente trabalho é sugestivo do interesse técnico-científico que atribuímos ao estudo do uso da água pelo sobreiro (*Quercus suber* L.). Trata-se de um estudo metodológico para a determinação do consumo hídrico anual pelo sobreiro. O objecto de estudo é uma plantação (sobreiral) jovem com grande densidade de povoamento inicial. Vários métodos são utilizados para medir o fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera em contínuo, dito *SPAC* (Kramer, 1983; Nobel, 1991), que são matematicamente relacionados entre si.

O fluxo de água no *SPAC* é classicamente determinado pelo método termogravimétrico, através da variação (ΔA) da água disponível no solo enraizado; nas últimas três décadas foram desenvolvidas técnicas termo-eléctricas para a quantificação do fluxo (u') xilémico da seiva bruta, na estrutura lenhosa das árvores.

No entanto, a física destes métodos além de, ainda, mal compreendida pela maioria dos utilizadores (Tatarinov *et al.*, 2005), fornecem informação essencialmente qualitativa (*e.g.*, David, 1995, 2000; Passo, 2003; Silvestre, 2003; Vaz, 2005).

Nota-se que ΔA , como parcela residual do balanço hídrico (BH) no solo enraizado, é uma medida indirecta do uso da água pela planta; já os métodos de medição de u' elegem a planta como fonte primária de informação, já de si, uma vantagem qualitativa. A diferença fundamental é que enquanto ΔA exprime a acção integrada da planta em termos da extracção de água pelas raízes, despoletada pela transpiração na folhagem, u' conta apenas parte dessa história.

Para sairmos da esfera da análise essencialmente qualitativa e para uma melhor aferição do aspecto quantitativo do fluxo de seiva, precisamos de relacionar matematicamente u' e ΔA ; para isso é fundamental a correcta determinação da área efectiva (A_X) do fluxo xilémico da seiva e relacioná-la com a área de absorção (A_R) das raízes finas colectoras de recursos. Ao considerarmos, também, a transpiração na folha, a ideia é a de abordar a “o fluxo de água na árvore como um todo”.

O estudo quantitativo da conversão (escalonamento) do fluxo de seiva entre o xilema (a *parte*) e a árvore (o *todo*) far-se-á tomando como ponto de partida, o espaço alométrico dimensionalmente homogéneo. À parte incertezas instrumentais, a principal fonte de incerteza no processo de aquisição de dados empíricos, para o que se propõe, é a truncatura da fronteira inferior, digamos, a profundidade máxima, $z_{r(max)}$, do solo enraizado. Também, aqui, é preciso fundamentar um critério numérico para a truncatura de $z_{r(max)}$, que satisfaça a conservação da massa no sistema.

A resolução dos problemas do escalonamento e da truncatura identificados baseia-se no pressuposto de regime permanente do fluxo de água (medido ou calculado) que deve verificar-se simultaneamente, em todas as secções de fluxo do *SPAC*. O objectivo é a formulação e verificação de uma equação de predição do fluxo diário de seiva no longo prazo, seguida da validação de resultados referentes a casos de estudo com balanço hídrico conhecido.

O ecossistema “produz água” por escoamento superficial e drenagem profunda e recicla a água das chuvas infiltrada e retida no solo através da evaporação à superfície e da transpiração nas folhas. A produção de vapor de água é um processo físico endoenergético com peso significativo no balanço energético à superfície (Monteith

& Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998). Por isso, é relevante resolver-se o balanço energético (BE) do fitossistema, que permite discriminar e avaliar o papel de cada termo do balanço na repartição da energia disponível no *SPAC*.

A tónica do estudo foi colocada em aspectos biofísicos associados à medição do
5 fluxo de água e de energia em árvores de sobreiros jovens (com 5-6 anos, em 2002). O estudo foi estendido à importância de árvores adultas na hidrologia dos montados de sobreiro e azinho nas condições edafoclimáticas actuais desses ecossistemas, nomeadamente, na região de Évora, Alentejo.

Em termos gerais, estuda-se a disponibilidade energética e hídrica do fitossistema.
10 Mas, em última análise, este estudo apresenta uma perspectiva eco-hidrológica da gestão agro-florestal da água (Guswa *et al.*, 2004), também aplicável a programas de florestação ou de rega em pomares. Gestão significa racionalidade na melhoria da produtividade dos recursos ambientais, como a água, visando o aumento da produtividade primária do sistema agro-florestal, cenário que se quer duradouro.

15 Nas estratégias ecológicas associadas à persistência das árvores e do ecossistema, joga um papel importante o número actual de árvores por hectare no montado (*Secção* §3.9), que as condições edafoclimáticas da estação florestal podem sustentar.

Mas, afinal, qual o consumo hídrico anual do sobreiro ou da azinheira? Por exemplo, para o sobreiro, a extracção da água é, primeiro, explicada por concisos
20 métodos numéricos de escalonamento (*Secções* §3.8 e §3.9) entre a taxa transpiratória e a variação da água no solo enraizado. Depois, a extracção de água é enquadrada pela abordagem mecanística do modelo de van den Honert. Após a explicação de ambos os métodos, adopta-se a escala relativa das necessidades hídricas das plantas, o procedimento FAO-56 (Smith *et al.*, 1992), que define o coeficiente cultural (K_c)
25 (*Secção* §3.9.2) de uma superfície vegetal. K_c estabelece o limite máximo do uso da água pelas plantas e, em Portugal, são raros os estudos sistemáticos sobre este tópico.

Neste trabalho, K_c é, naturalmente, sujeito a um tratamento geral e, sem ambiguidade (veremos), referímo-nos ao “coeficiente cultural da árvore” (*e.g.*, do sobreiro); subsequentemente, acede-se ao “coeficiente cultural do estrato arbóreo” do
30 sobreiro. A quantificação da taxa de extracção (U) da água e do K_c , que se crêem com incerteza mínima, implica recorrer a técnicas de medição ou computacionais

com grau de precisão adequado à conservação da água e da energia, por um lado, e à determinação permanente da incerteza experimental.

A determinação rigorosa do K_c passa pelo rigor com que é medida a taxa de fluxo da “corrente transpiratória”, seja da transpiração estomática seja da seiva bruta ou da
5 variação da água no solo. Se a taxa da evaporação à superfície do solo é nula, ou negligenciável, a medição do fluxo da “corrente transpiratória”, numa dada secção transversal de fluxo, permite determinar o “coeficiente cultural de base” (K_{cb}), que é U a dividir pela evapotranspiração de referência (ET_0). Isto implica a determinação dos parâmetros de fluxo discutidos no item §3.9.2.

10 Durante a recolha bibliográfica, constatámos que as esclerófilas mediterrânicas não constavam das bases de dados, ditas aqui “listas” de parâmetros ecofisiológicos de fluxo, que são a resistência hidráulica aparente, a condutância estomática máxima e a taxa de extracção de água. A determinação destes e de outros parâmetros é feita no presente estudo, procurando identificar tendências de “convergência” fito-hidrológica.

15 É quase ocioso lembrar que a água é, porventura, o factor biofísico que mais limita a produtividade agroflorestal no Alentejo Interior. Por isso, é importante que controlemos este recurso como instrumento de promoção social da depressão crónica da região. Em termos gerais, esse controlo pode ser directo: *a*) através da rega eficiente, em culturas de Primavera-Verão, *i.e.*, hortícolas, arvenses, pomares (em que
20 se inclui o olival), vinha; *b*) através da construção de microbacias de retenção/infiltração, em que se insere a armação do terreno em faixas de contorno (ou obra-de-arte equivalente), nas áreas florestais, técnica importante na fase de instalação das árvores (*e.g.*, programas de reflorestação). Recordá-se, a correcção torrencial corresponde à implicação: “conservação da água \Leftrightarrow conservação do solo” e um
25 balanço hidrológico mais favorável ao ecossistema.

Para responder às questões levantadas foi posto em prática um esquema experimental simples. A nossa actuação foi orientada para a obtenção de padrões sazonais do comportamento do sobreiro em termos do uso da água e da relação desta
30 com as variáveis ambientais de interesse. Na análise e discussão dos resultados, a modelação matemática foi indispensável quando houve a necessidade de irmos mais longe na análise dos resultados empíricos.

Os resultados e a sua análise estão organizados, de acordo com o esquema seguinte que podemos apelidar de “guia de leitura”. Esta “Introdução”, o Capítulo 1, divide-se em duas partes: uma identifica o problema técnico de interesse fundamental, a ser tratado; a outra enquadra-o no esquema conceptual do *SPAC*, identifica e dá
5 informações genéricas sobre as variáveis extensivas e intensivas, através das quais é feita a análise do funcionamento do fitossistema, quanto ao uso da água e de energia.

O Capítulo 2 (“Material e Métodos”) explica os pontos fortes da metodologia adoptada. No Capítulo 3 (“Análise e Discussão dos Resultados”), os resultados são apresentados de forma resumida, como séries de médias aritméticas, para a
10 caracterização do ambiente edafoclimático do fitossistema. Ali, são destacadas as propostas simplificadoras do presente estudo, como a relação entre a análise do fluxo de calor no solo e a determinação da profundidade da “camada superficial do solo” onde reside a “água evaporável”; a validação do modelo empírico de Parton (1984), que estima a temperatura radiométrica do solo; a técnica de escalonamento entre a
15 taxa transpiratória foliar e a variação da água no solo (que pode dispensar a necessidade da instalação de sensores de humidade no solo, ou a escavação de um perfil); a reapreciação da equação de van den Honert; a equação de continuidade do fluxo de água (item §3.9.2) no fitossistema para simular o fluxo de seiva e estimar parâmetros de fluxo, como a área xilémica efectiva; a determinação dos índices de
20 área do xilema e das raízes; a predição da densidade arbórea do montado; a determinação expedita da curva anual fluxo de calor latente (*vide* §3.9.4), a evapotranspiração de um sobreiral.

Por último, após a leitura do “Índice”, do “Resumo” e desta descrição, o estudo é destilado no Capítulo 4 (“Discussão Final e Conclusões”), cuja leitura subsequente
25 levará o leitor a formar uma ideia global e concisa do documento.

1.2 | O ambiente agro-meteorológico

A meteorologia estuda a composição, estrutura e fenómenos da atmosfera (como o estado do tempo) e a agrometeorologia é o seu subdomínio aplicado ao bioclima dos
30 ecossistemas, como é o caso dos ecossistemas agroflorestais. Um ecossistema é uma entidade estrutural e funcional da paisagem e, em princípio, possui a maior

diversidade biológica possível, em função do seu estado evolutivo e dos recursos disponíveis. Uma das principais características dos ecossistemas é o seu ambiente (entendido como a conjugação dos ambientes físico, químico e biológico) que garante o seu funcionamento autónomo. Na verdade, a principal propriedade dos ecossistemas
5 é a sua autonomia energética, assegurada pelos produtores primários, através da fotossíntese das plantas.

Os ecossistemas são entidades dinâmicas; essa dinâmica é expressa pelas as variações temporais de propriedades descritoras do seu estado; igualmente variáveis se mostram propriedades espaciais, como a litologia e a água disponível. A estrutura,
10 a composição, as inter-relações entre variáveis, bem como o padrão temporal e o padrão espacial das mesmas, são aspectos inerentes à *análise do ecossistema*, baseada no diagnóstico e no prognóstico do seu funcionamento geral. O diagnóstico recorre ao estudo dos processos de interesse, enquanto o prognóstico se apoia em modelos de simulação (que descrevem aqueles processos) empíricos ou dinâmicos, descritivos ou
15 preditivos (processuais), devidamente validados.

As variações espaciais de propriedades dos ecossistemas podem ser muito acentuadas e, por isso, responsáveis pela ocorrência de nichos ecológicos, quando duradouros. No domínio das “pequenas” escalas temporais e espaciais, define-se a micro-agro-meteorologia, aplicada ao estudo do bioclima dos ecossistemas.
20 Ilustrando com o exemplo da luz numa planta, num dado instante, a radiação solar incidente sobre uma folha, no seu ambiente natural, é várias ordens de grandeza superior à da folha vizinha, ensombrada, separadas, amiúde, por poucos centímetros de distância. Minutos depois, os regimes de luz experimentados pelas duas folhas, eventualmente, alternam-se, em clara dependência da variação temporal da altura
25 angular do Sol.

O ecossistema agroflorestal é um conceito ecológico frequentemente reduzido ao dito *SPAC*, com natureza física, química e biológica, além de possuir uma hierarquia espacial e temporal. O funcionamento dos ecossistemas é assegurado por fluxos de energia, de massa, de quantidade de movimento e de informação genética; entre estas
30 propriedades, umas serão mais fáceis de serem reproduzidas pela modelação matemática. O conceito do *SPAC* (descrito a seguir) está, também, associado à noção matemática da “continuidade”, uma propriedade central na modelação.

1.2.1 | O fluxo da água no sistema contínuo solo-planta-atmosfera em contínuo (SPAC)

O fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera em contínuo, conhecido pela designação anglófona *soil-plant-atmosphere continuum* (SPAC) (Kramer, 1983; Nobel, 1991; Lhomme *et al.*, 2001), dá-se ao longo de um percurso com gradientes de potencial hídrico decrescentes, do solo para a planta e desta para a atmosfera. O SPAC é um domínio físico espacial e temporalmente hierarquizado onde o fluxo da água (e de energia) integra o solo, a planta e a atmosfera. O fluxo de água na fase líquida em meios porosos (plantas vasculares, solo) é estudado pela física do solo (Hillel, 1992).

A agrometeorologia ocupa-se do estado termodinâmico do ar húmido e da superfície vegetal, enquanto a fisiologia vegetal explica a tendência para a homeostasia hídrica da planta, com base nos mecanismos biológicos que coordenam o fluxo da seiva no interior e na interface solo/raiz da planta ou a difusão gasosa através dos estomas, na interface folha/ar, bem como a variação da capacitância hídrica da planta (Domec *et al.*, 2001; Lhomme *et al.*, 2001) (Monteith & Unsworth, 1990; Brutsaert, 1991; Campbell & Norman, 1998) e a fisiologia vegetal (Salisbury & Ross, 1986; Jackson *et al.*, 2000). A Fig. 1.1 (ver p. 6) é uma representação esquemática do SPAC que a seguir é descrita de forma resumida.

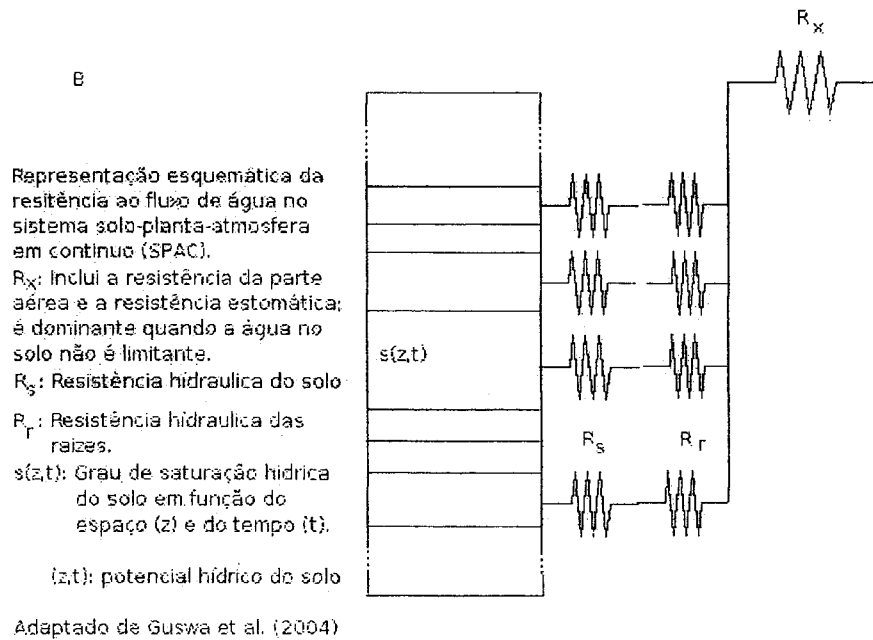
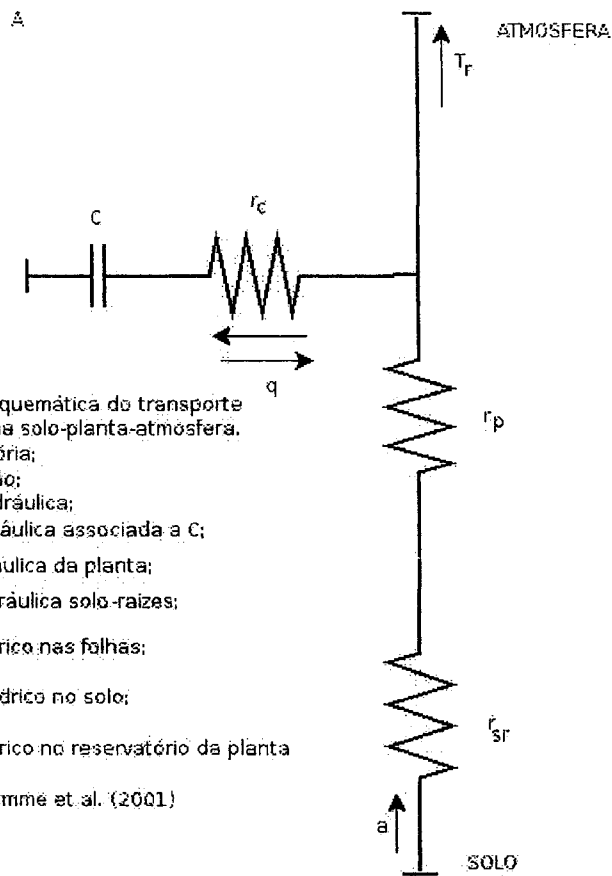
A abordagem pluridisciplinar do estudo do SPAC origina áreas científicas “híbridas” como a “ecofisiologia vegetal” (Landsberg, 1986, Jackson *et al.*, 2000) ou a emergente “eco-hidrologia” (Bond, 2004; Hannah *et al.*, 2004; Guswa *et al.*, 2004). A perspectiva ecológica do SPAC define este como a entidade estrutural e funcional do ecossistema, cuja análise e funcionamento se desenrolam em várias escalas espaciais e temporais (Jarvis, 1987: 53; Baldocchi, 2005). Segue-se uma resumida descrição do SPAC, para a introdução dos conceitos pertinentes à evolução do presente estudo.

1.2.1.1 O solo

O solo é um recurso natural “não renovável” que constitui a base do ecossistema. É constituído pelas fases sólida (matriz do solo), líquida (água do solo) e gasosa (pedo-atmosfera). A textura distingue os diferentes tipos de solos, através de

combinação relativa das fracções de areia, limo e argila, material sólido com diâmetro ≤ 2.0 mm. O solo estrutura-se em agregados cuja estabilidade depende das propriedades físico-químicas do cimento, constituído por colóides de minerais de argila e da matéria orgânica estabilizada (Varenes, 2003).

5 O solo é encarado neste estudo essencialmente como reservatório e fonte de água e de nutrientes minerais à planta à qual oferece suporte físico, embora defina um *habitat* e justifica a disciplina da ecologia do solo (Killham, 1994). Estamos interessados nas propriedades físicas do solo relacionadas com as suas características hidrológicas (porosidade, permeabilidade e a capacidade de retenção para a água) e
10 nas propriedades termorradiativas, como, a capacidade calorífica, condutividade e difusividade térmicas, emissividade, albedo e a relação entre a constante dielétrica e a humidade (θ) (Topp *et al.*, 1980; 1988a, b).



O esquema do *SPAC* representado na Fig. 1.1 (A) mostra o circuito de capacitância-resistência do transporte da água entre o solo e as folhas (*cf.* Lhomme *et al.*, 2001). Existe um ramo principal, que corresponde ao fluxo da água devido à absorção (a) da água do solo pelas raízes e o seu percurso xilémico até às folhas onde, eventualmente, é transpirada. O ramo lateral é caracterizado pela capacitância hídrica (C) da planta e a sua posição no topo do circuito e imediatamente acima da resistência da planta é arbitrária. Isto implica que a maior parte da água é armazenada no caule (tronco) e nas folhas; q é a entrada ou saída de água desse reservatório interno contra a resistência (r_c), enquanto a água absorvida pelas raízes vence a resistência radial solo-raízes (r_{sr}) e a resistência xilémica (axial) da planta (r_p) que liga as raízes às folhas. Os símbolos ψ_s , ψ_f e ψ_r são, respectivamente, os potenciais hídricos no solo, nas folhas e no reservatório da planta.

Apesar do realismo do esquema, em geral e também neste estudo, a capacitância hídrica, por constituir uma pequena fracção da água transpirada diariamente pela planta (Lhomme *et al.*, 2001; James *et al.*, 2003), não é incorporada na determinação do fluxo de água no *SPAC*.

A Fig. 1.1 (B) esquematiza também o *SPAC* e reproduz a discretização numérica da coluna de solo enraizado segundo várias camadas horizontais (Guswa *et al.*, 2004). Veremos que nem sempre a discretização do solo é necessária.

A figura seguinte mostra a implantação do mapa da Herdade da Mitra sobre a Carta de Solos de Portugal (Nunes, 2004), sendo notória a predominância de famílias de solos litólicos não húmicos de granitos e de gnaises (Aguiar & Grilo, 1975). O campo experimental foi instalado em solos mediterrânicos pardos de materiais não calcários, dado que o sobreiro é uma espécie virtualmente calcífuga (Natividade, 1952).

A. A água do solo

Excepção feita entre os isótopos estáveis H_2O e 2H_2O (óxido de deutério, D_2O), não há diferentes tipos de água no solo. Contudo, existe uma tipologia usada na física do solo e em agronomia. Um solo inicialmente saturado drena a água sujeita à acção gravítica; a restante fica retida no interior dos macro e microporos presentes sob

pressão hidrostática subatmosférica equivalente, a tensão medida pelo potencial hídrico. Mesmo assim, a água difunde-se do espaço exterior para o interior das raízes, essencialmente, por transporte passivo (Butterworth-Heinemann, 1994). No ambiente hídrico do solo insaturado existe água líquida e vapor de água que consideramos em
5 equilíbrio termodinâmico de fases, dado o microscópico volume do poro, digamos da ordem de grandeza do volume do poro estomático.

Do ponto de vista da absorção da água e nutrição mineral da planta, a água disponível varia entre o limite hídrico superior (i.e., capacidade [hídrica] de campo: CC) e o limite hídrico inferior (dito coeficiente [hídrico] de emurchecimento
10 permanente: CE). A diferença entre CC e CE determina a capacidade [hídrica] útil (CU; $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) de um dado volume do solo.

Num dado volume elementar dV' do solo a funcionar como fonte de água para outro, sumidouro, dV'' , o aumento da energia de retenção em dV' , com a diminuição do teor de água (θ , m^3 [água] m^{-3} [solo]), deve-se à diminuição do raio médio dos
15 poros saturados com a progressiva dessecação do solo, segundo uma relação não-linear, muito sensível e com histerese (cf. Campbell & Norman, 1998). Em unidades fundamentais, a energia de retenção da água no solo é expressa em J kg^{-1} , sendo numericamente equivalente ao potencial hídrico expresso em kPa.

20

B. Temperatura do solo

Termodinamicamente, a temperatura do solo influencia o potencial hídrico (em certa extensão) e a cinética das reacções biológicas ou químicas (Killham, 1994; Tinoco *et al.*, 1995); em termos físicos é uma medida da radiação líquida do sistema. O perfil da temperatura do solo permite determinar a condução de calor aí, pelo
25 método (de Fourier) do gradiente térmico (cf. Brutsaert, 1991: 145). Se, na fronteira superior e perante uma dada intensidade do forçamento atmosférico, o estado de aquecimento superficial depende das propriedades termorradiativas do solo, a eficiência da condução é internamente determinada pela difusividade térmica do solo (condutividade térmica a dividir pela capacidade calorífica volumétrica aparente; cf.,
30 Brutsaert, 1991).

O campo da temperatura do solo fica mais homogéneo com o aumento da humidade, mas isto largamente compensado devido ao aumento da difusividade térmica (*cf.* Andrade, 2000). Em períodos sub-horários, a condição de fronteira superficial afecta expressivamente a condução de calor, podendo descrever-se empiricamente a temperatura superficial pelo efeito conjunto da temperatura do ar e pela irradiância máxima (Parton, 1984). O perfil temporal da evolução circadiana e anual da temperatura do solo, associado às propriedades termorradiativas do solo conduzem, em geral, ao um ganho nulo ou mínimo, da condução de calor no solo (Smith *et. al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998). A temperatura tem um comportamento periódico sinusoidal: a temperatura do solo é mínima durante a noite e máxima próximo do meio-dia solar; ao longo do ano, a temperatura mínima do solo é observada no Inverno e, a máxima, no Verão. Em ambos os casos, a curva da temperatura, ao longo do tempo, tem a forma de uma onda sinusoidal.

O intervalo da temperatura com interesse biofísico varia sensivelmente entre -10 a 0 e 40 a 50, sendo o intervalo representativo 20 a 30 °C (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998). A este propósito, refira-se Andrade (2000) que estudou, num solo *Pmg*, em Évora, a influência da temperatura e da humidade do solo sobre a taxa da emergência de sete espécies de culturas arvenses de Outono-Inverno (ervilha, tremocilha, grão, fava) e de Primavera-Verão (milho, sorgo, girassol), em função do tempo fisiológico, acumulado acima de uma “temperatura-base” (T_b). Para todas as espécies indicadas, os seguintes intervalos médios foram obtidos para as temperaturas cardinais: $T_b = 2.6 \pm 4.6$ °C, temperatura óptima, $T_{op} = 29.6 \pm 4.5$ °C e temperatura máxima (crítica), $T_{max} = 40.6 \pm 5.1$ °C. Para as culturas de Primavera-Verão, $T_b = 6.0 \pm 3.3$ °C, $T_{op} = 34.2 \pm 0.9$ e $T_{max} = 44.7 \pm 3.1$ °C, todos superiores às temperaturas cardinais homónimas das culturas de Outono-Inverno, tolerantes a temperaturas médias mais baixas.

Num fitossistema, as diferenças entre as propriedades térmicas do solo, da vegetação e do ar implicam graus de aquecimento diferentes, entre eles. A superfície superficial do solo exposto à radiação pode atingir temperaturas máximas até 60 °C (Kimmins, 1997: Cap. 10), em dias de céu limpo na Primavera e no Verão. A temperatura do ar medida em simultâneo pode ser 20 °C inferior e a temperatura da vegetação transpirante, em conforto hídrico pode apresentar-se, em média, mais

fresca que o ar em 2–4 °C (*e.g.*, Lima, 1992; Lima *et al.*, 1996) mas esta diferença pode ser maior, dependendo da estabilidade atmosférica. O gradiente térmico entre a superfície e o ar origina o fluxo convectivo do calor sensível. Entretanto, a presença da vegetação atenua a amplitude térmica diária do solo por diminuição da temperatura máxima e elevação da mínima (Parton, 1984).

1.2.1.2 A planta

A planta desempenha uma função central na caracterização do ecossistema. É produtora primária, logo, garante da autonomia energética do ecossistema, através da síntese fotossintética de hidratos de carbono. Seguindo Salisbury & Ross (1985), a fotossíntese é a conversão (em geral no mesófilo foliar) da energia radiante (*i.e.*, luz: 400-700 nm) em energia química pelas plantas clorofilinas. No centro de reacção dos cloroplastos, o dióxido de carbono (CO₂), difundido do ar através dos estomas, é quimicamente reduzido num açúcar pelo hidrogénio da água (H₂O) absorvida do solo pelas raízes finas e transportada até às folhas, via xilémica.

Os produtos da fotossíntese incluem a glucose e o oxigénio molecular, libertado para a atmosfera, através dos estomas. A planta serve-se do metabolismo celular, baseado na oxidação da glucose para construir a sua estrutura e sustentar o crescimento, de que resulta a acumulação da fitomassa. A importância relativa da água e do CO₂ na matéria seca (MS) vegetal é dada pela análise ponderal da glucose, cuja fórmula empírica é CH₂O com peso molecular igual a 30 g; a contribuição da água é de 2 g [H] por 30 g [MS] (*i.e.*, 6.6%), enquanto o dióxido de carbono contribui com ~93% (Monteith, 1972; Moreira, 1981).

Do cloroplasto para o fitossistema, vemos, por exemplo, que uma cultura de milho (C₄) adequadamente regada e fertilizada produziu 20 g [MS] m⁻² dia⁻¹ (exclui 30% de raízes; Stockle; 1996), às expensas de 5 kg [H₂O] m⁻² dia⁻¹, num solo de aluvião moderno em Alvalade–Sado (Lima, 1996). A eficiência do uso da água foi 4.0 g [MS] kg⁻¹ [H₂O]. Ou seja, por um lado, a planta usa a água em reacções bioquímicas, como solvente e para manter a vital pressão de turgescência celular e, por outro lado, recicla para a atmosfera e sob a forma de vapor, produzido na transpiração foliar (Jackson *et al.*, 2000), a maior parte da água das chuvas infiltrada no solo.

A transpiração e a fotossíntese são ambos processos ecofisiológicos através dos quais o fitossistema e a atmosfera trocam, através da sua interface, energia e matéria, neste caso, trocas gasosas (vapor de água, CO₂) (Nobel, 1991; Lhomme *et al.*, 2001). Os fluxos de vapor de água e do CO₂ têm um troço parcial comum, mas sentidos opostos, através dos estomas e da camada-limite da folha, vencendo cada espécie química a sua própria resistência estomática e resistência da camada-limite, em virtude do diferentes coeficientes de difusão. A transpiração é um processo biofísico consumidor de energia e, por isso, regula a temperatura da folha e condiciona o balanço energético à superfície. A energia de formação do vapor de água é medida pelo calor latente de vaporização da água: $\lambda = 2.45 \text{ MJ/kg}$, a 25 °C e 100 kPa (CRC, 1999).

No troço xilémico da corrente transpiratória, o fluxo da seiva rege-se pelas leis hidrodinâmicas de fluxo concentrado, em regime viscoso (Tatarinov *et al.*, 2005; Aubrecht *et al.* 2006). Tal como no solo insaturado, a coluna de água no xilema está, em regra, sob tensão, gerada por forças capilares que se desenvolvem nos locais de evaporação na folha e são transmitidas a toda à planta (Ryan & Yoder, 1997; Koch *et al.*, 2004).

Os estomas reagem à desidratação da planta diminuindo a condutância estomática (g_e) para manter a pressão de turgescência celular e evitar a plasmólise (Nardini *et al.*, 1999; Lo Gullo *et al.*, 2003), mas Nardini & Salleo (2000) não conseguiram evidência de que a cavitação despolete a mesma reacção dos estomas. No entanto, em conforto hídrico, a cavitação xilémica é reversível (Midgley, 2002; Nardini & Salleo, 2000).

A regulação da pressão de turgescência por encerramento dos estomas e aumento da resistência estomática ($r_e = 1/g_e$) à difusão do vapor de água é, em grande parte, mediada pela emissão do ácido abcísico (*ABA*) nas raízes (Tenhunen *et al.*, 1987; Zhang *et al.*, 1987; Davies *et al.*, 1990) e provavelmente outros mensageiros (Jackson *et al.*, 2000). O facto é que o aumento da resistência de uma secção de fluxo leva a que todas as resistências associadas em série se ajustam no mesmo sentido, desde a folha até as raízes. Isto introduz a noção da estrutura hidráulica da planta, em que a capacitância hídrica e a sua resistência hidráulica são mínimas e pode ser negligenciadas (Lhomme *et al.*, 2001, Domec *et al.*, 2001; James *et al.*, 2003).

A planta/vegetação interage com a atmosfera também alterando o perfil aerodinâmico em relação ao solo nu; funciona como “chapéu-de-chuva”, na protecção e conservação do contra e erosão do solo, e a sua estrutura determina o regime de luz na folhagem (*e.g.*, Mann et al., 1980; Monteith & Unsworth, 1990; Campbell, 1986) e o balanço energético à superfície.

Para além da transpiração, a parte aérea da planta (canópia) intercepta uma fracção da precipitação que é directamente evaporada (Valente *et al.*, 1997; David, 2005; Engel *et al.* 2005), antes desta atingir eventualmente a superfície do solo. A intercepção da chuva pela canópia dissipa parcialmente a energia cinética das gotas antes que estas atinjam o solo. O impacto das gotas de chuva sobre o solo exposto tem um forte potencial erosivo através da fragmentação dos agregados e, consequente, diminuição da capacidade de infiltração e de conservação da água. Por conseguinte, o coberto vegetal é um bom indicador da resiliência do ecossistema.

A vegetação incorpora matéria orgânica no solo, cuja concentração constitui um índice de fertilidade. O material orgânico à superfície fica sujeito à acção dos agentes abióticos e bióticos, sendo integrado nos ciclos biogeoquímicos dos nutrientes (Varenes, 2003; D’Odorico et al., 2004).

1.2.1.3 A atmosfera

A atmosfera a que nos referimos tem como limite superior a altura acima da superfície do solo até onde se faz sentir o efeito da rugosidade da superfície sobre o regime aerodinâmico e o fluxo da quantidade de movimento (momento cinético), fluxo de energia e de massa (Geiger, 1965); essa é a designada altura de referência. A seguir são discutidas resumidamente as variáveis que relevam para a caracterização do estado da atmosfera, ou seja, a energia radiante, a temperatura e humidade do ar, a pressão, o vento e a precipitação.

A. Radiação solar

Medida no espaço extraterrestre, no topo da atmosfera, sobre um plano perpendicular à direcção de propagação dos raios solares, a densidade da intensidade de fluxo energético (irradiância) define a constante solar (R_0), aproximadamente igual

1367 W m⁻² (Campbell & Norman, 1998). Após ser sujeita à reflexão, absorção e transmissão, mede-se a à superfície a radiação solar global (R_g = radiação directa + radiação difusa), num plano horizontal.

Da interacção entre a radiação solar e a matéria à superfície resulta a radiação disponível (R_n) que promove essencialmente processos micrometeorológicos, como sejam o fluxo de calor latente da evaporação da água, calor sensível, condução de calor no solo. Embora seja o processo ecofisiológico crítico para a autonomia do ecossistema, a fotossíntese é pouco expressiva à escala do balanço energético e, como tal, não é contabilizada a este nível (Brutsaert, 1991).

Para além da origem, natureza e importância ecológica da radiação solar, a intensidade e qualidade da radiação electromagnética são outras propriedades desta variável climática, bem como a sua variação temporal e espacial no *SPAC*.

Ao atravessar a atmosfera, os constituintes desta e aerossóis presentes (Wagner *et al.*, 2004) a irradiância é atenuada, no seu percurso até à superfície, da mesma maneira que o é pela folhagem de uma superfície vegetal. O espectral electromagnético da radiação solar é definido no intervalo 300 – 1000 nm de comprimento de onda, do ultravioleta ao infravermelho próximo (*cf.* Monteith & Unsworth, 1990) e o máximo de R_g , em dias de Verão mediterrânico, varia entre 900 e 1100 W m⁻² (1000 W m⁻² ± 10%), enquanto a banda espectral associada à fotossíntese é a radiação visível, entre 400 (azul) e 700 (vermelho).

Em ecofisiologia vegetal, a radiação útil à fotossíntese (dita PAR: *Photosynthetically Active Radiation*) é expressa em densidade de fluxo fotónico (DFF), em μmol [fotões] m⁻² s⁻¹. No Verão, DFF máximo é ~2000 μmol m⁻² s⁻¹. (Uma mole de fotões, ou 1 Einstein, é o número de Avogadro, 6.023 x 10²³ [fotões] mol⁻¹) (Salisbury & Ross, 1985). Com esta informação, podemos calcular o factor empírico de conversão “fluxo quântico (PAR) / fluxo energético (total)” igual a 2000/1000 = 2.0 μmol J⁻¹ (espectro PAR); a energia por fotão correspondente é 7.5 x 10⁻¹⁹ J fotão⁻¹.

O aparelho fotossintético na folha é excitado pela energia fotónica. Por outro lado, na mesma banda espectral, a energia quântica emitida por um fotão de luz estima-se a partir da equação de Plank ($e\lambda = hc$), sendo função do comprimento de onda (λ), em que $c = 3.0 \cdot 10^8$ m s⁻¹ é a velocidade da luz no vácuo e $h = 6.62556 \cdot 10^{-34}$ J s, a

constante de Plank, e c/λ , a frequência oscilatória. O comprimento de onda médio do espectro visível, $\lambda_{vis} = 5.5 \cdot 10^{-7}$ m, corresponde à “luz verde” e à energia de $3.6 \cdot 10^{-19}$ J fóton⁻¹ (espectro total). O quociente $3.6 \cdot 10^{-19} / 7.5 \cdot 10^{-19} = 0.48$ calcula a percentagem da energia “visível/espectro total” e o seu inverso 2.1 é consistente com
5 2.0 já calculado. A energia média de um fóton do espectro visível permite calcular o número de moles de *quanta*, necessário à síntese de CH₂O (PM = 30 g):

$[(5.1 \cdot 10^4) \text{ J} / (3.6 \cdot 10^{-19})] \text{ J (fóton)}^{-1} / (6.023 \cdot 10^{23}) \text{ fóton mol}^{-1} = 2.35 \text{ mol [fótons]}$
por 30g [CH₂O]. Esta é uma medida da *eficiência quântica* (ϵ_q) da fotossíntese, no cloroplasto. A energia total envolvida na fotossíntese é $(3.6)(2.35 \cdot 6.023) \cdot 10^4$ J ou
10 0.5095 MJ (*i.e.*, 510 kJ) donde se deriva a *eficiência bioenergética potencial* $\epsilon_p = 58.9$ g/MJ_{vis} (“vis” = visível), na forma inversa, $\sim 17 \text{ kJ g}^{-1}$ [MS].

Para a cultura de milho (ciclo = 120 dias; MS = 11 t/ha) já referida e $R_g = 18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (média) a eficiência bioenergética do sistema foi $\epsilon_c = 3.11 \text{ g [M.S.] / MJ}_{vis}$ que é 5% do valor potencial, no cloroplasto. Conclui-se, grosso modo, que menos de
15 95% da energia solar captada pela folhagem não é incorporada na biomassa e que não excede $\sim 1\%$ da R_g . Na verdade, a absorção fotossintética da radiação solar pode ser desprezável no balanço energético (Brutsaert, 1991: 144).

20 B. Temperatura do ar

Na ausência de energia geotérmica e decaimento radioactivo, a radiação solar é a principal origem da temperatura à superfície da Terra. De acordo com a teoria cinético-molecular, a temperatura de um sistema é uma medida da sua energia interna desse sistema dada pela energia cinética das partículas elementares. No *SPAC*,
25 interessa-nos as temperaturas do ar, do solo e da folhagem que definem, conjuntamente, a temperatura representativa do fitossistema, por sua vez solução do balanço energético.

A nível micro-agro-meteorológico há a considerar o efeito da temperatura sobre a densidade do ar atmosférico e a concentração dos constituintes deste. A existência de
30 gradientes térmicos, dão origem a diferenças de pressão atmosférica, de concentração (*e.g.* vapor de água e CO₂) e, daí, a turbulência aerodinâmica. Se a temperatura condiciona a energia-livre (de Gibbs) associada a potenciais de fluxo de água, por

exemplo, no solo, na planta e no ar, a turbulência do ar junto à superfície é um tópico científico de interesse na ecologia, em particular devido ao seu papel no grau de homogeneização do ar. (Basta pensarmos nas consequências ecológico–evolutivas de uma atmosfera com ar permanentemente parado, sem correntes de advecção, e em que
5 a estratificação das espécies químicas constituintes ocorreria da gravidade).

Os fluxos de calor que se estabelecem devido a gradientes térmicos verificam-se, por exemplo, entre a superfície de uma folha transpirante e o ar; entre o ar e a superfície do solo evaporante (fluxo de calor latente) ou seco (fluxo calor sensível) e entre camadas contíguas de ar a temperaturas diferentes (momento cinético), ou
10 condução de calor no solo. Em resumo, a temperatura é uma variável extensiva do fitossistema (sistema termodinâmico aberto) e o calor sensível é a variável intensiva (depende de alguma propriedade geométrica do sistema) que lhe corresponde, medida da “intensidade de energia sob a forma de calor”. Num fitossistema, raramente a temperatura do coberto vegetal é igual à temperatura do ar, pelo que impera um quase
15 permanente estado de desequilíbrio térmico dinâmico. A isoterminia na interface cultura-ar tem carácter probabilístico.

A temperatura do ar, como variável climática, exhibe variação temporal periódica nos ciclos diurno e anual similar à radiação solar, variação que é transmitida à temperatura superficial. Mas a temperatura tem uma grande representatividade
20 espacial.

Em meio aquoso favorável, a temperatura determina a taxa metabólica, no intervalo de interesse biológico (Ong & Monteith, 1984, Andrade, 2000). Geralmente, identifica-se para um evento fenológico e por ordem crescente do seu valor, a temperatura mínima (ou de base), a temperatura óptima e a temperatura máxima, que
25 são os cardinais térmicos (Andrade, 2000), sendo que a sensibilidade de uma reacção química é medida pelo índice térmico Q_{10} (Tinoco *et al.* 1995): a variação da taxa dum processo quando a temperatura varia ± 10 °C. Em geral varia entre 2 e 3 (Kirschnaum, 1994, Banza, 2001).

Com base na temperatura define-se o *tempo térmico* (dia-grau) ou tempo
30 fisiológico, acumulado da temperatura – base, para a identificação de eventos fenológicos (Ong & Monteith, 1984), facilitando a comparação entre bioclimas, no mesmo período, e as variações interanuais de um bioclima para a mesma cultura.

C. Humidade atmosférica

O vapor de água (vH_2O) atmosférico tem origem na evaporação das águas superficiais e na transpiração das plantas, à escala global. Se invocarmos o valor do calor latente de vaporização e a circulação geral da atmosfera, conclui-se que o vapor de água desempenha um importante papel no transporte da energia calorífica entre diferentes pontos do Globo.

Uma das aplicações em micrometeorologia mais conhecida da noção de calor latente é a que está na base da concepção do psicrómetro para medir a “depressão psicrométrica” do ar, a uma temperatura T_a , medida pelo bolbo seco, e a temperatura (T_h) do bolbo húmido (saturado) do termómetro molhado: $T_a > T_h$. A humidade atmosférica pode exprimir-se de várias formas, como a pressão de saturação ($e_s(T_h)$ [Pa]), humidade relativa (HR) ou concentração volumétrica ou molar. A humidade relativa do ar é definida pelo quociente $HR = e/e_s$ (e é a pressão actual de vapor).

A concentração (C_v) de vapor no ar, em Pa/Pa (é numericamente igual à sua concentração molar [mol/mol]), porque o volume molar ($24.2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$) dos gases é constante (Campbell & Norman, 1998). O ar insaturado em vapor de água apresenta um défice de concentração de humidade, equivalente ao défice de pressão de vapor, $D(T) = e_s - e$. A humidade relativa varia, normalmente, entre 0.0 e 1.0 e o défice de saturação relativa, também. Em casos do ar sobre-saturado, a humidade relativa é superior a 1 e $D(T) < 0$.

Para a pressão atmosférica constante, e_s , DPV (défice de pressão e vapor) e HR são funções estritas da temperatura do ar (Brutsaert, 1991). Na perspectiva do uso da água (evapotranspiração) pelas plantas e produtividade primária do ecossistema, o DPV é a causa eficaz da evaporação/transpiração, para uma dada carga energética (R_n) e resistência aerodinâmica. O vento é tão eficaz na evaporação quanto R_n .

Os padrões da variação temporal da humidade relativa e do DPV serão estudados posteriormente na sua relação com o da temperatura. No período de 24 horas, a humidade relativa é máxima cerca de duas horas antes da alvorada e, mínima, cerca de duas horas após o meio-dia solar. Esta evolução diária é oposta à da temperatura do ar e do défice de vapor. Analogamente, a curva anual da HR apresenta o máximo,

no Inverno, e o mínimo, no Verão, em contra-ciclo com a da temperatura, esta sincronizada com a curva do défice de pressão de vapor.

D. Vento

5

O vento é basicamente o movimento de massas de ar atmosférico, no campo das pressões atmosféricas, devido ao aquecimento heterogéneo da Terra. O estudo empírico do vento, em geral, é feito através da crónica da componente horizontal ($u(z)$) num dado “ponto” de uma área seleccionada. Quando essa crónica é feita a diferentes alturas (z) acima da superfície, resulta um perfil logaritmo $u(z) = A \ln[u(z)]$, com $A > 0$, que aumenta com a altura (Geiger, 1965; Monteith & Unsworth, 1990, Campbell & Norman, 1998), acima da superfície do solo. A origem do perfil aerodinâmico sobre a superfície rugosa da vegetação (altura h_c) é $d < h_c$; abaixo de d , o ar está, para efeitos práticos, parado e o movimento é difusivo.

15 A rugosidade aerodinâmica (z_o) da superfície e a viscosidade cinemática (ν) do ar (fluido) contribuem para a resistência aerodinâmica (r_a) superficial, parcialmente determinada pelo atrito devido ao movimento da massa de ar em contacto com os elementos rígidos da superfície; junto à superfície, gera-se a velocidade de atrito (u_*), parâmetro independente de z . Estas condições geram a estratificação do momento cinético do vento e o gradiente unidireccional do vento em altura, $du(z)/dz \propto u(z)$. Quando $du/dz > 0$ geram-se igualmente perfis de temperatura do ar e de concentração das espécies químicas presentes na atmosfera.

25 Dada a massa volúmica do ar ($\rho_a = 1.204 \text{ kg m}^{-3}$; a 101.1 kPa e 20 °C) e sendo τ [N m^{-2}] a tensão de atrito normal à superfície rugosa, define-se $u_* = (\tau/\rho_a)^{0.5}$. Para fixarmos um valor típico, quando $u(z) = 2.0 \text{ m s}^{-1}$, obtém-se $u_* = 0.2 \text{ m s}^{-1}$ ($0.1u$) e $\tau = 0.048 \text{ N m}^{-2}$. Como a massa volúmica é função da temperatura, exigências formais requerem a correcção de r_a na ausência de isoterminia entre a superfície (T_s) e o ar T_a (medida em z). A correcção referida é feita em relação à condição de neutralidade atmosférica para o momento cinético (*cf. e.g.*, Campbell & Unsworth, 1998).

30 O interesse do vento em agrometeorologia prende-se com a referida influência que tem nas taxas das trocas gasosas e energéticas entre a superfície e o ar, por acção da turbulência. Na ausência de outras limitações, a transpiração de uma vegetação

processa-se continuamente, se a sua camada-limite aerodinâmica, entretanto saturada com vapor for continuamente renovada. O aumento da velocidade do vento facilita a difusão gasosa por diminuição da espessura da camada-limite; podemos falar tanto em resistência como em condutância (g_a) aerodinâmica, sendo $r_a = 1/g_a$.

5 A medição de u deve ter em conta o “efeito de orla” (o *fetch*) porque a superfície rugosa que influencia o regime do vento, nomeadamente quanto ao ângulo e à intensidade, à jusante, efeito que se faz sentir por uma extensão considerável (< 500 m), e experimentalmente observado por (Silvestre, 2003).

10 E. Precipitação

Considera-se a intensidade, a distribuição e integral temporais da precipitação pluviométrica (chuva). O regime pluviométrico de um lugar depende, em geral, do desenvolvimento dos sistemas frontais associados à circulação geral da atmosfera
15 (CGA) e apresenta-se como a variável climática com maior variação média interanual e espacial. A chuva constitui a entrada bruta da água no ecossistema em sistemas pluviais, alimenta o balanço hídrico e garante a produtividade primária. As saídas de água mais importantes são o escoamento superficial, a evaporação superficial da água interceptada pela folhagem e da água retida na camada superficial do solo, a extracção
20 da água pelas plantas e a drenagem para fora da zona enraizada. Estas parcelas definem o balanço hídrico do espaço tomado como referência.

A variação sazonal da precipitação permite-nos avaliar as respostas ecofisiológicas das plantas quanto à alternância entre períodos de excesso e de carência de água no solo, de duração relativamente variável, em climas com sazonalidade pluviométrica.
25 A variação interanual da precipitação é interessante em estudos ecológicos de adaptação do ecossistema no longo prazo, por exemplo no que se refere à estrutura e função ecológica da vegetação dominante na persistência do ecossistema.

1.3 | Fluxos e equações de fluxo de massa e energia

30 A sobrevivência de seres vivos ou biosistemas, em geral, e das plantas ou fitossistemas plantas, em particular, depende essencialmente das trocas de energia e

de massa que efectuam com o meio físico. Dai, tornar-se necessário estudar o balanço de energia e o balanço hídrico desses sistemas. Um apoio fundamental para este tipo de abordagem é a modelação e simulação dos processos biofísicos ou ecofisiológicos básicos, em que são precisas as equações de fluxo.

5 A forma geral de uma equação de transporte de massa ou de energia especifica a taxa do fluxo (difusivo ou turbulento) como o produto entre uma constante de proporcionalidade e um gradiente de concentração; da forma diferencial, as equações de fluxo nas são (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998):

10 *Lei de Fourier* para a condução do calor

$$H = -k \frac{dT}{dz} \quad [1.1]$$

Lei de Fick para a difusão gasosa (e.g., no porómetro utilizado):

15

$$F_j = -D_j \frac{d\rho_j}{dz} \quad [1.2]$$

Lei de Newton do fluxo de momento cinético (τ) e da viscosidade cinemática (η):

20
$$\tau = \mu \frac{du}{dz} \quad [1.3]$$

Lei de Darcy para o fluxo de líquidos (e.g., água) em meios porosos (e.g. solo):

$$J_w = -K(\psi) \frac{d\psi}{dz} \quad [1.4]$$

25 Nas equações [1.1] a [1.4], H (W m^{-2}) é a densidade de fluxo aerodinâmico de energia sob a forma de calor num meio de condutividade térmica k ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) e gradiente térmico dT/dz ; F_j é a densidade de fluxo de massa ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) de uma substância com difusividade molecular D_j ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) e gradiente $d\rho_j/dz$ de concentração (kg/m^3); τ (N m^{-2}) é a tensão de atrito (de deslizamento) do fluido em movimento,
30 com viscosidade dinâmica μ ($\text{N m}^{-2} \text{s}$) segundo o gradiente vertical $du(z)/dz$ da componente horizontal da velocidade do vento; J_w é a densidade de fluxo de massa ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) de água num solo com condutividade hidráulica $K(\psi)$ (kg s m^{-3}) e gradiente de potencial hídrico $d\psi/dz$ (em $\text{J kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ ou m s^{-2}).

Excepto para a equação do movimento da água do solo, a taxa de fluxo é função linear do gradiente respectivo. A condutividade hidráulica em solo insaturado é fortemente dependente do potencial hídrico (ψ_m) da matriz e este facto é expresso simbolicamente por $K(\psi_m)$, ou $K(\theta)$ (em função da humidade do solo). A convenção do sinal negativo nas equações descreve fluxo positivo quando o gradiente é negativo.

A utilização das equações de fluxo é muito facilitada na sua forma integral, do tipo

densidade de fluxo = condutância ao fluxo x gradiente do potencial de fluxo

ao longo de uma distância Δz , entre a fonte e o sumidouro da entidade em causa. A fórmula é uma analogia ao modelo de Ohm do fluxo de uma corrente (I) contínua através de uma resistência (R) segundo uma diferença de potencial (ΔV) num circuito eléctrico. A resistência é o recíproco da condutância. São utilizadas várias equações empíricas para as equações de fluxo indicadas e as mais divulgadas na bibliografia são usadas neste trabalho (Monteith & Unsworth, 1990; Smith *et al.*, 1992; Campbell & Norman, 1998). Por exemplo, a versão integral da equação de fluxo do calor sensível é:

$$H = g_{aH} (T_s - T_a) = (T_s - T_a)/r_{aH} \quad [1.1b]$$

Na equação [1.1b], o fluxo H ($H_{s,a}$ quando preciso) é estabelecido entre a superfície radiante, a temperatura T_s , e a atmosfera, a uma altura de referência onde se mede a temperatura do ar (T_a); g_{aH} (m s^{-1}) é a condutância aerodinâmica ao fluxo turbulento de H ; alternativamente referir-se-á à resistência aerodinâmica, existindo a relação: $r_{aH} = 1/g_{aH}$. A resistência aerodinâmica é formalmente definida a partir do perfil vertical do vento (equação [2.33]).

Considerando como exemplo do fluxo de massa, o fluxo do vapor de água, para as plantas, trata-se da taxa da transpiração de uma folha, de uma copa ou de uma comunidade vegetal. Por exemplo, a taxa transpiratória (T_r) de uma folha,, medida pelo porómetro (LI-1600M) é:

$$T_{r(mol)} = g_{v(mol)} [C_{vs}(T_f) - C_{va}(T(z))] \quad [1.5]$$

T_r ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é directamente proporcional à diferença de concentração de vapor $C_{vs} - C_{va}$ (mol/mol , equivalente a kPa/kPa) kg m^{-3}), entre a superfície evaporante e o ar

(na altura de referência), sendo a constante de proporcionalidade a condutância ($g_{v(mol)}$) total (superficial + aerodinâmica); aqui a condutância está em $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mas as unidades dependem das unidades da taxa transpiratória e da concentração). A resistência estomática correspondente é $r_{v(mol)} = 1/g_{v(mol)}$ em $\text{m}^2 \text{s mol}^{-1}$. Neste estudo a

5 condutância estomática ao vapor de água é representada por g_e .

A condutância total é $g_t = 1[(1/g_e + (1/g_a))]$, a resultante da associação em série da condutância estomática e da condutância aerodinâmica (ver equação [2.40]) e opera ao longo da distância vertical $z_a - z_s = \Delta z$, onde se medem as temperaturas associadas às respectivas concentrações de vapor de água. Se usarmos as resistências, estas

10 simplesmente somam-se ($r_t = r_e + r_a$). Em condições de campo, a equação da taxa transpiratória de uma superfície vegetal será considerada, na determinação do fluxo de calor latente, no âmbito do balanço energético (equação [2.19] e seguintes), e aí será considerada a resistência aerodinâmica (equação [2.33]):

Condutâncias e resistências

15 Numa superfície plana, a condutância difusiva molar (e.g., $[\text{mmol} [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^2 \text{s}^{-1}]$) de um gás com densidade molar ρ_i (mol m^{-3}) e coeficiente de difusão D_i ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) define-se como $g_j = \rho_j D_j / \Delta z$ (Campbell & Norman, 1998), ao longo da distância Δz (m). Uma vez que a equação de estado de um gás real é aproximada pela equação do

20 gás ideal, em princípio, a condutância deve ser corrigida em relação à temperatura e à pressão. Com efeito, a equação de Einstein, de 1905 (Tinoco *et al.*, 1995), para o coeficiente de difusão macroscópica é $D_i = (R/N)T/f$; R é a constante universal dos gases e N o número de Avogadro, T é a temperatura absoluta; $f = 6\pi\mu r$ define o coeficiente de atrito ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) de Stokes, para corpos esféricos de raio r , que

25 depende da forma da molécula e do coeficiente de viscosidade (μ ; $\text{N m}^{-2} \text{s}$) do meio, bem como da temperatura.

A viscosidade mede a resistência mecânica do fluido ao escoamento, quando sujeito a um esforço tangencial, e varia inversamente com a temperatura (Tinoco *et al.*, 1995). A relação entre o coeficiente de difusão e o coeficiente de viscosidade é D_i

30 $= \mu(T)/\rho(T)$, que sugere independência do coeficiente de difusão em relação à temperatura. Logo, espera-se que a condutância seja, também, ela independente de T .

De facto, Körner (1995) compilou e concluiu, com base na análise de variâncias, que a condutância máxima foliar pode considera-se, dentro do erro, comum às espécies lenhosas dos principais biomas terrestres.

Quanto à condutância aerodinâmica (g_{aH}) de uma extensa superfície vegetal e para a velocidade do vento $u(z)$ medida a 2 m de altura, Allen *et al.* (1994) recomendam a expressão, em que basta multiplicar a velocidade do vento por uma constante:

$$g_{aH} = 0.2u(2) \quad [1.6]$$

A condutância aerodinâmica deve corrigir-se se a altura do anemómetro for diferente de 2 m, de acordo com a equação do perfil do vento local (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.* (1998).

1.4 Equação do balanço energético e equação do balanço hídrico

15

A. Balanço energético

A equação simplificada do balanço energético (termos em $W m^{-2}$) tem o seguinte aspecto:

20

$$R_n = \lambda ET + H + G \quad [1.7]$$

A radiação líquida do fitossistema sustenta fundamentalmente o fluxo de calor sensível (H), o fluxo de calor latente da evapotranspiração (λET) e a condução de calor no solo (G). Todos os termos do balanço energético serão determinados independentemente uns dos outros. Além disso, o valor actual de λET será estimado pela equação [2.40] (p. 69) e, ainda, como resto da equação do balanço energético em torno da árvore.

30

B. Balanço hídrico



A equação geral do balanço hídrico no solo, com contribuição freática (F), no volume elementar de controlo (*e.g.*, solo enraizado) é do mesmo tipo que a descrita para o balanço energético, ou seja:

$$5 \quad P + F - (ET + E_{sc} + D_p) = \Delta A \quad [1.8]$$

As entradas totais ($P + F$) de água menos as saídas totais ($ET + E_{sc} + D_p$) dão a variação (ΔA) da água armazenada pelo solo de espessura Δz , durante um lapso de tempo (Δt). A equação [1.8] pode ser lida na forma integral ou derivada (*i.e.*, taxa de densidade de fluxo (ver equação [1.5]) e relaciona a precipitação (P) e a contribuição do nível freático (F) com a evapotranspiração ET (soma da evaporação da água no solo, E_s , da água interceptada na folhagem, E_i , e da transpiração activa da cultura), o escoamento (E_{sc}) superficial e a drenagem (D_p) profunda para, na fronteira inferior do volume de controlo, para além do alcance das raízes.

15 O objectivo é a medição de $\Delta A(z, t)$, sendo as condições de campo tais que a equação é considerada na sua forma mais simples, de acordo com a explicação seguinte. A água infiltrada e retida no perfil é $I_e = P - E_{sc} - D_p$. Por força de conservação de massa, $I_e = ET - F + \Delta A$; no caso trivial em que $E_{sc} = 0$, $D_p = 0$, I_e é igual a P e $ET = F - \Delta A$, durante o período em que não há infiltração suplementar
20 ($I_e = 0$): $ET = F - \Delta A$, integrado para a profundidade das raízes. Em solo insaturado e na ausência da contribuição freática ou de chuva (ou rega), basta medir $\Delta A(z, t)$, entre dois instantes sem reposição da água no solo.

Outra equação de fluxo que estabelece a ligação entre o balanço energético e o balanço hídrico do fitossistema é a equação (modelo aerodinâmico) de “resistências”
25 de Penman-Monteith (Monteith & Unsworth, 1998: 247), um modelo aerodinâmico, apresentada na secção §2.5.

2

MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo justifica e explica os principais critérios metodológicos utilizados na procura das respostas às questões levantadas no âmbito do balanço energético e do balanço hídrico do sistema “árvore + solo”, em que o solo não está sujeito à influência da folhagem porque as duas superfícies não interagem entre si.

O objectivo dos métodos, técnicas e critérios metodológicos adoptados é a quantificação do fluxo de água e da energia solar no solo-planta-atmosfera em contínuo. Apesar das matérias tratadas não estarem directamente ligadas aos termos de referência dos projectos que deram origem ao dispositivo experimental instalado, a abordagem proposta constitui um complemento relevante na construção de uma base de informação técnica sobre a eco-hidrologia e o ambiente biofísico do sobreiro (*Quercus suber* L.).

Para este estudo, aproveitámos o dispositivo experimental e a logística do projecto PAMAF 4 018 “Qualidade da estação, influência na sobrevivência de plantas jovens de sobreiro e da azinheira” e do projecto FAIR3 PL96 1438 “Cork Assess –field assessment and modelling of cork production and quality”, ambos coordenados pelo Professor Alfredo Gonçalves Ferreira, do Departamento de Engenharia Rural da Universidade de Évora. A partir de meados de Julho de 1999, o sistema automático de aquisição de dados, inicialmente operacional, foi desactivado. A partir de então, os dados climáticos reportam-se à estação climatológica do Centro Geofísico de Évora (CGE) associado ao Departamento de Física da Universidade de Évora.

2.1 Solo, campo experimental e o dispositivo automático de aquisição de dados

A descrição do dispositivo experimental que se segue consta de duas partes distintas: *a)* a do esquema estatístico do ensaio original do projecto FAIR e fitotecnias adoptadas e *b)* síntese sobre a instalação, descrição e funcionamento do

O resultado da análise textural está resumida no Quadro 2.1 e, de acordo com Costa (1973), o solo tem textura franco-arenosa. Em regra, o teor em areia varia entre 75%, na camada [10 – 20] cm, e 81% na camada [40 – 60] cm de profundidade, em oposição à distribuição espacial da argila. As médias das fracções da terra-fina no perfil são $78.8 \pm 2.5 \%$ para a areia e $12.3 \pm 2.1\%$ de argila; mas entre 10 e 30 cm de profundidade, a concentração de argila regista um aumento de 28%, em relação à média, variando aí entre 15.8% e 13.8%.

As fracções de areia, limo e argila de uma amostra de solo definem um diâmetro médio equivalente das partículas (Quadro 2.1). Shiozawa & Campbell (1991) usam a fracção de limo (m_l) e da argila (m_y) para a determinação da média geométrica (d_g) do diâmetro, a que associam o desvio-padrão (σ_g), ambos em μm , de acordo com as seguintes relações:

$$d_g = 316 \exp(-3.454m_l - 7.712m_y) \quad [2.4]$$

$$\sigma_g = \exp\left(\sqrt{11.92(m_l - m_l^2) + 59.47(m_y - m_y^2) - 53.27m_lm_y}\right) \quad [2.5]$$

O diâmetro médio aumenta no mesmo sentido que a percentagem de areia e em sentido contrário ao da percentagem de argila. A textura franco-arenosa do perfil do solo, representativo do campo experimental, é, doravante, resumida pela média geométrica do diâmetro das partículas, $\langle d_g \rangle = 89.3 \pm 16.4 \mu\text{m}$ e pelo seu desvio-padrão, $\langle \sigma_g \rangle = 13.4 \pm 2.3 \mu\text{m}$. Dois perfis ditos "A" e "B" representam as duas manchas de solo existentes no campo:

Parâmetro	Perfil "A"	Perfil "B"	Campo
$\langle d_g \rangle$ (μm)	110.1 ± 10.6	77.3 ± 14.0	89.3 ± 16.4
$\langle \sigma_g \rangle$ (μm)	11.2 ± 1.0	14.8 ± 2.9	13.4 ± 2.3
CV	0.10	0.19	0.15

A textura fica integralmente definida através da densidade aparente (D_{ap}) e da porosidade total (θ_s) do solo.

b) Densidade aparente, porosidade e água disponível

A fase sólida mineral (V_m) e a fase gasosa (V_p) de um dado volume aparente (V_a) de solo seco determinam a sua porosidade total ou o teor hídrico saturante (θ_s), sendo

$V_a = V_m + V_p$; em percentagem de volume, verifica-se a relação complementa $1 = \theta_m + \theta_p$ (m^3 [água] m^{-3} [solo]). Um material homogéneo é fisicamente identificado pela sua massa específica (ρ [$kg\ m^{-3}$]), para o solo, a sua densidade aparente (D_{ap}); a massa específica da fase mineral do solo é aproximada pela do quartzo, *i.e.*, $\rho_m = 2\ 650\ kg\ m^{-3}$ (*cf.* CRC, 1999). A fase mineral é $\theta_m = D_{ap}/\rho_m$ ($m^3\ m^{-3}$), donde $\theta_s = 1 - \theta_m$. Em solo insaturado, a fase gasosa é $\theta_g = \theta_s - \theta$, em que θ é a humidade volumétrica actual.

A humidade do solo foi determinada em laboratório e expressa como θ_M , em concentração de massa ($kg\ kg^{-1}$); depois foi convertida em concentração volumétrica (m^3 [água] m^{-3} [solo]): $\theta = \rho_w \theta_M$ (Quadro 2.2), o quociente entre a massa de água que uma amostra de solo perde em estufa, a $105\ ^\circ C$, até peso constante, e a massa seca da amostra de solo; $\rho_w = 10^3\ kg\ m^{-3}$ é a massa volúmica da água, em condições normais de pressão e temperatura.

15 Quadro 2.2. Parâmetros físico-hidrológicos do solo franco-arenoso: θ_{cc} , humidade à capacidade de campo; θ_{ce} , coeficiente de emurchecimento. *Ad*, água disponível; θ_s , porosidade do solo e D_{ap} , densidade aparente.

Prof. solo	LOCAL "A"				CAMPO (4 perfis)				
	θ_{cc}	θ_{ce}	<i>Ad</i>	D_{ap}	θ_{cc}	$\theta_{ce}(pF4,2)$	<i>Ad</i>	D_{ap}	θ_s
z (cm)	(pF2-2.54)	(pF4,2)							
0-10	0,217	0,090	0,127	1,490	0,232	0,112	0,120	1,549	0,415
10-20	0,176	0,090	0,086	1,620	0,231	0,116	0,115	1,746	0,341
20-30	0,182	0,079	0,104	1,591	0,167	0,079	0,089	1,469	0,446
30-40	0,155	0,083	0,072	1,668	0,161	0,087	0,074	1,548	0,416
40-50	0,164	0,102	0,062	1,687	0,153	0,098	0,055	1,549	0,416
50-60	0,207	0,110	0,097	1,761	0,195	0,087	0,108	1,613	0,391
Média	0,184	0,092	0,091	1,636	0,190	0,096	0,094	1,579	0,404
Erro-pad.	0,024	0,012	0,023	0,093	0,035	0,015	0,026	0,094	0,035

20 As “constantes de humidade” do solo são θ_s , a humidade retida após drenagem do solo saturado, dita capacidade de campo (θ_{cc}), a humidade a partir da qual a água retida deixa de ser disponível às raízes, dito coeficiente de emurchecimento (θ_{ce}) permanente, e a humidade residual (θ_a) residente no solo seco ao ar. O Quadro 2.2 resume para quatro perfis e para o perfil "A" os valores médios dos parâmetros
25 hidrológicos referidos. A diferença $\theta_{cc} - \theta_{ce}$ é a água disponível do solo.

O limite superior da água disponível é θ_{cc} que varia entre $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, na camada [40-50] cm, e $0.23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, na camada [0-20] cm; por sua vez θ_s varia entre 0.34 e $0.45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ao longo do perfil do solo e a densidade aparente entre 1.5 na camada [20-30] cm e 1.7 Mg m^{-3} , na camada [10-20] cm. Para cálculos ulteriores, retemos as
5 médias $\langle \theta_{cc} \rangle = 0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $\langle \theta_{ce} \rangle = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ que fixa $\langle \text{CU} \rangle = 0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ou $110 \text{ mm [água] m}^{-1}$ [solo]; para a *densidade aparente* $\langle D_{ap} \rangle = 1.58 \text{ Mg m}^{-3}$, a porosidade total é $\langle \theta_s \rangle = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. O valor residual (θ_a) da água retida pelo solo seco ao ar é $\theta_{ce}/3$ (medida com TDR). A curva de retenção $\psi_m(\theta)$, identificada na secção seguinte, foi gerada a partir da conversão da curva de humidade – pF(θ).

10

2.1.2 | Local do estudo, campo experimental e condução das experiências

O campo experimental foi instalado numa clareira existente na Reserva Florestal do Centro de Estudos e Experimentação da Herdade da Mitra ($38^\circ 32' \text{ N}$; $8^\circ 01' \text{ W}$; $\sim 300 \text{ m}$), pertença da Universidade de Évora, e que dista cerca de 10 km a SW da
15 cidade de Évora (Fig. 2.1-A). A quadrícula de sementeira/plantação do campo com $\sim 2 \text{ ha}$, marcada em terreno previamente mobilizado, seguiu os termos de referência do “projecto PAMAF 4018”, também replicado no Perímetro Florestal da Cabeça-Gorda, Beja: $37^\circ 55' \text{ N}$; $7^\circ 49' \text{ W}$ e na Mata Nacional de Cabeção, $38^\circ 55' \text{ N}$; $8^\circ 05' \text{ W}$. As coordenadas geográficas foram lidas, respectivamente, nas Cartas Militares N°
20 460, 531 e 409 (1:25 000) dos Serviços Cartográficos Militares.

O delineamento estatístico do ensaio original foi do tipo aninhado com o factor “tipo de plantação” aninhado no tratamento “tipo de mobilização”. O esquema incluiu três blocos casualizados por local, em terreno armado em vala-e-cômodo; cada bloco correspondeu a um tipo de mobilização do terreno (tratamento): *ripagem*
25 (2 passagens), *subsolagem* com vibrocultivador (2 passagens) e *lavoura* (4 passagens com charrua). Cada bloco integrou três parcelas, perfazendo 9 parcelas por local; cada parcela se subdividiu em 3 subparcelas, representando, cada uma destas, um tipo de plantação (3 repetições em “split plot”).

Cinco anos depois da instalação no campo experimental descrito, os efeitos dos
30 tratamentos acima referidos foram ignorados para os propósitos do presente estudo.

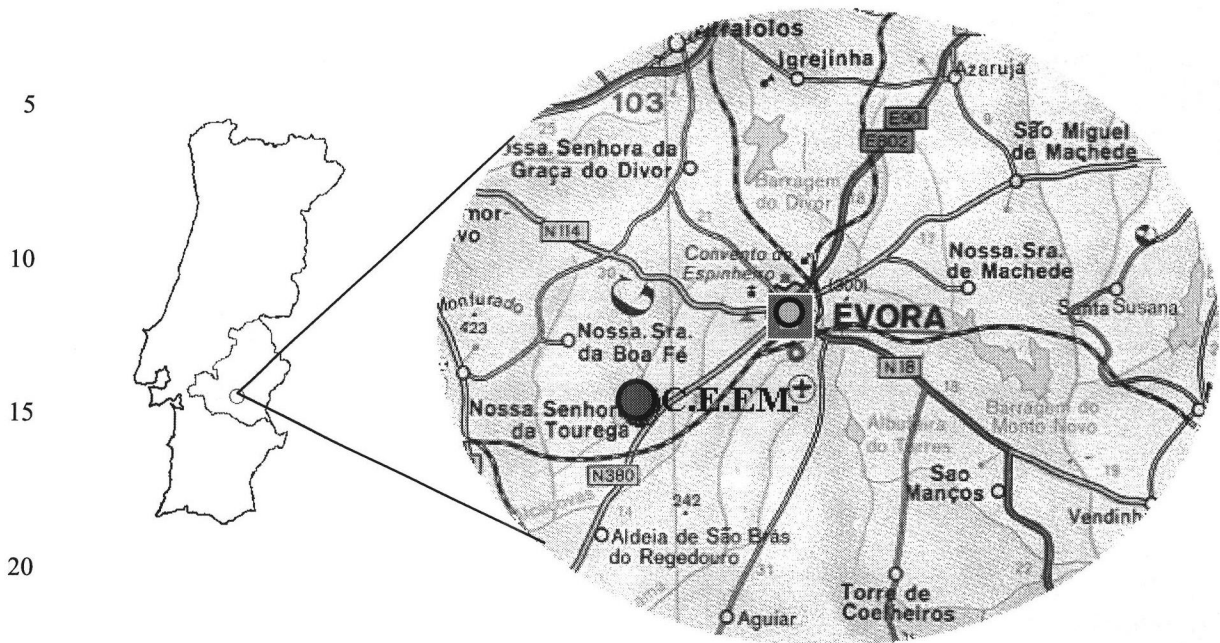
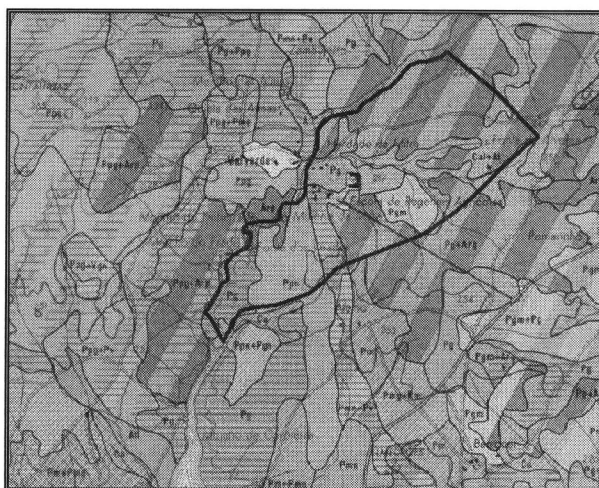


Fig. 2.1-A Localização geográfica da área de estudo (escala, 1:500 000; carta militar N° 459, SCEP, 1976), destacando-se Évora e o C.E.E.M. (Mitra) no mapa de Portugal continental. Figura 1 de Sá (2001), cedida pela autora.

25



30

Pg – Solos Litólicos Não Húmicos de granitos ou rochas afins
 Ppn – Solos Litólicos Não Húmicos de gneisses ou rochas afins
 Pmn – Solos Mediterrâneos Pardos Normais de rochas cristalofílicas
 Cal – Solos Hidromórficos de aluviões ou coluviais, de textura ligeira
 Al – Aluviossolos Modernos

35

Fig. 2.1-B Localização da Herdade da Mitra na Carta dos Solos de Portugal (Escala 1:50.000), Folha 40-A, Évora (imagem cedida por J. D. Nunes, cf. Nunes, 2004).

A condução do ensaio de sobrevivência e mortalidade do sobreiro e a construção da base de dados “planta” esteve a cargo da Engenheira Cristina Gonçalves, no Departamento de Fitotecnia da Universidade de Évora; Carvalho (2000) resumiu esses procedimentos.

5

a) Práticas culturais e material vegetal para a constituição do campo experimental

Com o solo mobilizado, o material vegetal foi semeado ou transplantado em Outubro e Novembro de 1996, segundo o compasso 4 m x 4 m, em três tipos de plantação:

- 10 ▪ Plantação pura de sobreiro (*p.Sb*)
- Plantação mista de sobreiro e pinheiro manso (*pSb.Pn*)
- Sementeira pura de sobreiro com três “landes” por covacho (*s.Sb*).

O Quadro 2.3 resume o calendário das práticas culturais relevantes, entre Outubro de 1996 e Dezembro de 1997.

15

Quadro 2.3. Calendário das mobilizações e fitotecnias: Mitra, 1996 a 1998. Fonte: Relatório Final do Projecto PAMAF 4018 (Gonçalves, 2000).

Data	Prática cultural
2; 3 de Outubro de 1996	Mobilizações
18 de Novembro de 1996	Plantação
12 de Março de 1997	Substituição de plantas: plantação.
26 de Fevereiro de 1998	Plantação
4 de Dezembro de 1998	Sementeira

- 20 As plantas de sobreiro (e de pinheiro manso) transplantadas foram produzidas em contentores de 300 cm³ (sobreiro) e de 100 cm³ (pinheiro), no viveiro de Valverde, em Alcácer do Sal. A semente de sobreiro (“lande”) foi colhida em dez sobreiros com boas características de produção e vigor da Mata Nacional do Cabeção.

- 25 Quadro 2.4. Critério de sementeira das “landes” de sobreiro (uma linha de sementeira diferente para a “lande” com proveniência diferente. Local: Mitra/Évora.

Linha de sementeira da “lande”	Número do sobreiro de proveniência
1	6
2	7
3	8
4	9
5	10

Como na linha as “landes” provinham de cinco sobreiros diferentes, isto determinou que cada lote de sementes, com origem no mesmo sobreiro, fosse semeado numa linha diferente (Quadro 2.4).

O presente trabalho apoia-se no dispositivo descrito mas, tratando-se de um estudo
5 sobre as bases físicas do fluxo da água e das trocas de radiação solar no fitossistema, não é de modo a exigir um tratamento estatístico baseado no esquema factorial original do campo de ensaio e de acordo com os termos de referência dos projectos referidos. A estatística usada na expressão dos resultados é simples (secção §2.5).

b) Condução dos ensaios e base de dados “planta”

10 A condução foi feita com base em variáveis dendrométricas cujas medições tiveram início em Março de 1997. Nos primeiros cinco meses, as medições foram efectuadas com periodicidade mensal. Posteriormente, as medições foram feitas com periodicidade trimestral. As datas das medições em cada parcela constam do Quadro 2.5. Procedeu-se à medição das *alturas*, contagem das *sementes germinadas* e
15 avaliaram-se possíveis factores externos condicionantes à germinação e ao desenvolvimento das plantas, nomeadamente semente destruída por ratos, planta roída por coelho, cabra ou veado; planta partida; planta ou semente arrastada pelas água de superfície; planta seca, falha na plantação.

As alturas das plantas foram medidas com uma escala métrica graduada em
20 centímetros, no sobreiro, até ao gomo terminal. Quando existia mais que um rebento nos indivíduos plantados, as alturas dos dois rebentos mais altos eram registadas. Na modalidade “sementeira”, contavam-se todos os rebentos e as alturas medidas como nos indivíduos de “plantação”. No caso de se poder individualizar os rebentos por semente, as plantas eram contadas e as suas medições discriminadas; caso contrário,
25 todos os rebentos eram contados e registadas as alturas dos três mais altos.

A informação recolhida foi resumida numa base de dados electrónica organizada e individualizada por data de medição. Cada folha de cálculo contém as variáveis de interesse e o número de linhas é igual ao número de plantas da parcela em questão. As parcelas são constituídas por 11 linhas e 15 plantas em cada linha, num total de
30 165 plantas; a área de cada campo de ensaio totaliza 2.4 *ha* de área útil. Como já foi

referido, cada parcela se subdivide em três subparcelas correspondendo a cada uma delas um tipo de plantação (Quadro 2.6).

As amostras em plantas foram estabelecidas em 30 plantas de sobreiro marcadas por parcela e subdivididas em grupos de 10, um para cada tipo de plantação, num total de 90 plantas. Durante o período vegetativo do ano de 1998, entre 1 de Abril e 8 de Julho, as medições para a análise de crescimento foram efectuadas com periodicidade praticamente quinzenal (Quadro 2.5). As medições dendrométricas basearam-se na dinâmica da população de folhas bem como na evolução da altura, estudo resumido por Carvalho (2000).

10

Quadro 2.5. Datas de medições de variáveis dendrométricas nas plantas (1997/1998)

Parcela	1ª med	2ª med	3ª med	4ª med	5ª med	6ª med	7ª med	8ª med
DMI1I	6-3-97	15-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI1II	6-3-97	15-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI1III	6-3-97	16-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI2IV	6-3-97	16-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI2V	6-3-97	16-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI2VI	6-3-97	16-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI3VII	6-3-97	16-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI3VIII	6-3-97	16-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98
DMI3IX	6-3-97	16-4-97	3-6-97	11-8-97	12-2-98	13-5-98	1-9-98	15-12-98

Quadro 2.6: Esquema de uma parcela com os três tipos de plantação e critério de identificação numérica das plantas (o quadro está incompletamente preenchido).

15

Tipo de plantação X			Tipo de plantação Y			Tipo de plantação Z		
1	2	14	15
30	29						17	16
31	32						44	45
60	59						47	46
61	62						74	75
90	89						77	76
91	92						104	105
120	119						107	106
121	122						134	135
150	149						137	136
151	152	164	165

c) Instalação dos sensores de temperatura e de potencial matricial do solo

Uma transecta formada pelas parcelas 2 (lavoura), 5 (subsolador + vibrocultor) e 7 (ripagem), uma por bloco, e cada parcela, com três subparcelas cada: plantação e

20

5 sementeira extremes de sobreiro e plantação de sobreiro + pinheiro manso, todos com sensores a 30 cm de profundidade correspondentes a três situações contrastantes da superfície do solo, com (“c”) ou sem (“s”) *mulch* vegetal à superfície e na vala do sistema de armação do terreno em vala-e-cômodo). Este esquema totalizou 54
5 sensores (27 de temperatura e 27 de resistência eléctrica matricial); num caso, no local I da planta do campo, a 10, 20 e 60 cm de profundidade, para a medição do gradiente vertical dessas variáveis.

10 Com as variáveis da atmosfera, o dispositivo automático de aquisição e controlo de dados suportava 58 sensores do tipo analógico ou digital, contando ainda com o anemómetro, o piranómetro, o sensor híbrido de humidade relativa e temperatura do ar e o pluviómetro. O *datalogger* CR-10 suportava mais cinco canais (perfazendo 63 em 64 disponibilizados pelo “multiplexer”) para a: temperatura de referência do sistema, o código da estação, o dia do ano, a hora, o código das duas frequências de leitura e registo de dados. A recolha de dados, foi feita *in loco*, com um computador
15 portátil, apoiado pelo utilitário informático PC-208W (Campbell Sc.).

2.2.2 | Dispositivo de aquisição e controlo de dados meteorológicos e do ambiente térmico e hídrico do solo

20 Um estudo independente ao da sobrevivência dos sobreiros jovens foi levado a cabo no âmbito da micrometeorologia para a caracterização do ambiente atmosférico do campo experimental. Nas referidas parcelas 2, 5 e 7 do campo (uma por bloco) foram instalados “termistors” separados em *ca.* 10 cm de “resistors” com cerâmica (cuja resistência é dependente da temperatura) para a medição simultânea da temperatura e do potencial matricial do solo, respectivamente, com gravação de médias de 4 horas.

25 As variáveis medidas (1996/97 a 1998/99) por uma estação climatológica automática, instalada no centro do campo, permitiram caracterizar o bioclima local, essencialmente baseado no balanço energético e no balanço hídrico do fitossistema.

A) Estação climatológica automática

A estação climatológica destina-se à caracterização meteorológica da área de estudo e é, antes de mais, uma unidade automática (certificada) de aquisição e controlo de dados (AD&C) cujas “unidades funcionais” são (1) o microprocessador, a unidade central de processamento (UCP), (2) os sensores (analógicos; digitais) e (3) o *software* (*código informático*) de suporte compilado em linguagem C de programação; (4) sistema de alimentação (bateria de 12 V) alimentada por um sistema fotovoltaico de conversão fotoelétrico, vulgarmente chamado painel solar. O UCP utilizado na Mitra foi um CR10 (*Campbell Scientific, Inc.*, Logan UT, U.S.A.) e um Delta-T DL2 (*Delta-T Devices, Inc.*, U.K.) em anos diferentes, com sensores electronicamente compatíveis, ambos com “multiplexers” modelo AM416 (Campbell Sci., Leicester, UK) para suportarem o número máximo de canais igual a 4 x 16, com ligações em modo SE (*single ended*).

Na estação climatológica os sensores são montados num mastro igualmente certificado, entre 1.5 e 2.0 m acima da superfície do solo. O *datalogger* foi programado para ler com a frequência de 600 segundos e gravação das médias registadas de 2 ou 4 horas. Com estas frequências de registo, se necessário, médias horárias obter-se-ão por modelação matemática e interpolação.

B) Medições no solo

Potencial matricial em função da temperatura e da resistência eléctrica do solo

A temperatura (T_s , °C) e a resistência eléctrica (R , k Ω) do solo foram convertidas em potencial matricial (ψ_m , kPa) da solução do solo (água do solo) pela relação (ver manual)
$$\psi_m = \frac{R}{0.01306(1.062(34.21 - T_s + (0.0106T_s^2 - R)))}$$
. O potencial matricial foi, por sua vez, convertido em humidade (θ [m³ m⁻³]), expressa em concentração volumétrica, através da curva de humidade-tensão (equação [2.1]), após a conversão da curva de retenção de água, obtida em laboratório, na escala de pF. Para isso, θ foi determinado pelo método termogravimétrico clássico, em amostras de solo não perturbadas, recolhidas até 60 cm de profundidade.

A resistência eléctrica, R , foi medida por “resistors” (modelo “257/253 SMS”, *Watermark soil moisture sensor; Campbell Sci.*) que consiste em dois eléctrodos concêntricos envolvidos por uma matriz granular (porosa) de cerâmica, formando um corpo cilíndrico (80 mm; 23 mm); a sensibilidade é de 6.4 k Ω /kPa, sem erro atribuído para o intervalo $-200 \leq \psi_m \leq 0$ (kPa ou kJ). O sensor SMS foi instalado na maioria dos casos a 30 cm, mas num caso a 10, 20 e 60 cm de profundidade, de forma a manter contacto íntimo com o solo. O SMS entra em equilíbrio hídrico e térmico com a matriz do solo, em horas; a saída é a resistência eléctrica ($R(T_s)$) da matriz, que aumenta com a temperatura do solo; T_s foi medida com *termistores* (modelo T107; *Campbell Scientific*) próximo do SMS.

Tal como aconteceu para todos os tipos de sensores utilizados, a função de conversão da resistência eléctrica e da temperatura em ψ_m na programação do *datalogger* foi a fornecida pelo manual, de acordo com a calibração de Thompson e Armstrong (1987), à temperatura de referência de 18 °C. Contudo, porque o termistor é calibrado entre -50 a $+60$ °C e porque, de acordo com Slavík (1974, p.180), os blocos de cerâmica fornecem valores fiáveis do potencial matricial entre 0 e -15 bar (*i.e.*, 0 e -1500 kPa), com erro máximo entre 5 e 10% do valor medido, a saída do SMS, *in loco*, é aceite com a condição $R_s \geq 0$, quando $\psi_m < -200$ kPa, o que inclui o caso do solo seco, no Verão. As informações técnicas relativas aos sensores utilizados e descritos nesta secção estão resumidas no Quadro 2.7, mais adiante.

A dispersão entre medições independentes da humidade e do potencial matricial é do tipo da relação empírica de Campbell (1974) entre a concentração relativa de água ($S \approx \theta/\theta_s$) e $\psi_m(\theta)$:

$$\psi_m(\theta) = \psi_e(\theta/\theta_s)^{-b} \quad [2.1]$$

onde o expoente $b > 1$ é o parâmetro de curvatura, depende da textura do solo e é um índice de dispersão dos poros. Dentre os demais parâmetros hidrológicos do solo, ainda não identificado é ψ_e , dito potencial de entrada do ar (Campbell, 1974) em solo saturado, função da textura. Como a textura é identificada pelo diâmetro médio das partículas da terra-fina, b , ψ_e , $\theta_s(d_g)$ e σ_g (desvio-padrão de d_g) devem ser conhecidos, preferencialmente dentro do mesmo esquema algorítmico, como o de Campbell (1997), baseado na percentagem de limo e argila.

As amostras de solo que serviram para a determinação das curvas de pF forneceram material para a análise granulométrica da terra-fina, efectuada no sedimentógrafo disponível no laboratório de hidrologia da Universidade de Évora. Para a identificação da curva $\psi_m(\theta)$, as curvas de pF, aí determinadas, foram
5 adequadamente convertidas em ψ_m .

No caso do balanço de massa, envolvendo fluxo e variação da água do solo, a equação [2.1] inverte-se para explicitar a humidade em função do potencial matricial:

$$\theta(\psi_m) = \theta_s(\psi_m/\psi_e)^{-1/b} \quad [2.2]$$

10

$(\psi_m/\psi_e)^{-1/b} < 1$ é o factor de ajustamento à humidade actual, à medida que o grau de saturação, $S = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$, do solo diminui; fazendo $\theta_r = 0$, vem $S \approx \theta/\theta_s$. A equação original de Campbell (1974) foi obtida das curvas de pF da fase de dessecação do solo, pois, é mais importante do ponto de vista da fisiologia vegetal.

15 Em termos da relação humidade – potencial matricial, em blocos de cerâmica, a *histerese* é, aparentemente, uma séria desvantagem, adicionando-se à resposta relativamente lenta da cerâmica quando as condições de humidade sofrem alterações episódicas, rápidas. No entanto, a incerteza absoluta introduzida pela histeresis não excede 0.5 a 1 bar (Slavík, 1974, p. 173), o que viabiliza a aplicação da equação de
20 Campbell à fase de humedecimento do mesmo solo, com uma segurança satisfatória, em períodos superiores a um dia.

Alternativamente, a humidade volumétrica ($0.0 \leq \theta \leq 1.0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) foi medida *in loco* com sondas portáteis do tipo TDR (*Time Domain Reflectometry*) de leitura digital, nomeadamente os modelos TRIME-FM P2 (*Micromoduletechnik, GMBH*) e
25 Theta Probe ML2 (*Delta-T Devices*), para medições pontuais na camada superficial ou para a identificação do perfil hídrico em profundidade. A incerteza associada às leituras é de $\pm 2\%$ no intervalo de temperatura $0 \leq T_s \leq 40 \text{ }^\circ\text{C}$; em média este limite superior de temperatura não é atingido na camada superficial do solo.

A tecnologia TDR baseia na relação entre a variação de θ e da constante
30 dieléctrica, K_a , do solo (Topp *et al.*, 1980; 1982a,b) e explora a relação entre K_a e θ posta em evidência há várias décadas (Fares & Alva, 1999). A constante dieléctrica é definida como o poder (eléctrico) condutor de um meio, sendo que o seu valor no ar é 1, 80, na água (a 20 °) e 3, em solos minerais secos ao ar (Topp *et al.*, 1980). O

princípio de funcionamento da sonda baseia-se na medição, pelo microprocessador, do tempo (Δt) de retorno da propagação da onda electromagnética, de frequência “operacional” conhecida, após percorrer o semiconductor de comprimento (L) conhecido, calcular a velocidade (v) e a sua comparação com a velocidade de propagação no vácuo ($c = 3.0 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$). A forma mais simples de exprimir K_a é, pois, $K_a = (c\Delta t/L)^2$. Na medida em que o TDR mede $K_a(\theta)$ a humidade obtém-se pela inversa $\theta(K_a)$:

$$\theta(K_a) = -0.053 + 0.0292K_a - 5.5 \times 10^{-4}K_a^2 + 4.3 \times 10^{-6}K_a^3 \quad [2.3]$$

As relações polinomiais de terceira ordem, entre θ e K_a , cometem erros mínimos de 1.3%, para $\theta(K_a)$, e 1.07%, para K_a , sendo virtualmente independentes da densidade aparente, textura, teor em sais e temperatura, na banda operacional 20 MHz a 1 GHz das frequências electromagnéticas (Topp *et al.*, 1980; 1982a). Por isso, as relações empíricas $\theta(K_a)$ e $K_a(\theta)$ possuem alto grau de universalidade, o que permite dispensar a calibração de sondas TDR com o método termogravimétrico clássico.

Apesar disso, quando foi necessário, não só θ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) foi determinado pelo último método referido como também as duas sondas TDR foram calibradas, entre si, com base em correlações simples; para valores de θ até 70 cm de profundidade e seis graus-de-liberdade ($g.l. = 6$):

$\theta = 0.934\theta_{\text{trim}}$	$r^2 = 0.961$	$n = 7$
$\theta = 0.837\theta_{\text{dlt}}$	$r^2 = 0.948$	$n = 7$
$\theta_{\text{dlt}} = 0.933\theta_{\text{trim}}$	$r^2 = 0.961$	$n = 7$

25 C) Medições na atmosfera

O troço da atmosfera que interage mais intimamente com a superfície do solo tem limite superior localizado a cerca de dois metros acima do solo, a altura de referência (Geiger, 1961; Allen *et al.* 1998). A caracterização micrometeorológica dessa camada de ar foi feita com base em estações climatológicas dos construtores *Campbell Scientific, Ltd.*; U.S.A.), *Delta-T Devices, Ltd.*, UK) ou *Micromodultechnik, GMBH*

(RFD). O princípio de funcionamento destes sistemas é o mesmo; cada variável está associada a um sensor/canal de tipo analógico ou digital. Na atmosfera, as variáveis medidas foram: (1) temperatura (T_a) e humidade relativa do ar, velocidade do vento ($m\ s^{-1}$), precipitação (mm), densidade de fluxo da radiação global ($W\ m^{-2}$; comprimento de onda entre 400 e 1100 nm).

A temperatura e a humidade do ar foram medidas por instrumentos híbridas, como o transdutor “50Y Temperature and Relative Humidity Probe” (*Campbell Sci.*), enclausurado num abrigo normalizado (“T351 Solar Radiation Shield”; *C. Sc.*) para os proteger da radiação directa, no campo. O transdutor requer uma potência de excitação e fornece duas saídas: uma resistência de 1 000 Ohm “PRT” mede a temperatura e um sensor capacitivo do tipo “Vaisala” determina a humidade relativa. O condicionamento interno do sinal gera uma saída que varia entre 0 e 1 000 mV para ambos os sensores que devem laborar nos intervalos $[-40, +60]$ °C e $[0, 100]$ %.

A linearização das saídas [tipo $y = a + b(\text{mV})$] para cada sensor obtém-se com os factores de conversão (b) dados por $[60 - (-40)]\ ^\circ\text{C}/(1000\ \text{mV}) = 0.1\ ^\circ\text{C}/\text{mV}$ e $0.1\ \%(\text{HR})/\text{mV}$, respectivamente; os zeros (a : saída à tensão nula) das escalas são iguais a $-40\ ^\circ\text{C}$ e 0% , respectivamente. Estas informações são transmitidas ao *logger* após codificação através do “software” de configuração próprio do *logger*.

A radiação solar global (R_g) foi medida com um piranómetro LI-200SZ (*Li-cor, Inc.*), equipado com uma fotocélula de silício (“silicone”) “Hugh grade” (*Hugh grade silicon photocel detector*).

O piranómetro é calibrado para a resposta espectral no intervalo $[0.4, 1.1]\ \mu\text{m}$, de comprimento de onda (c.d.o.), e factor de calibração igual a $1.0\ \text{kW}\ \text{m}^{-2}$ a dividir por $76.6\ \mu\text{A}$ (LI-COR Radiation Sensor Instruction Manual). A calibração do aparelho é feita com uma resistência típica, $R = 147\ \Omega$ (Ohm). R é usada com a intensidade (I) da corrente de entrada para produzir uma diferença de potencial (V) de saída (X), em mV (miliVolt; $V = IR$), sendo a conversão, em densidade de fluxo de radiação $R_g = 0.0766\ [(\text{kW}\ \text{m}^{-2})\ \text{mV}^{-1}] X$ (mV). A constante solar é $1.366\ \text{kW}\ \text{m}^{-2}$ e equivale a $V = 17.85\ \text{mV}$, portanto no intervalo padrão de excitação ($\pm 25\ \text{mV}$) do *logger* CR10.

Quadro 2.7. Especificações técnicas de sensores analógicos e digitais utilizados na aquisição de dados.

5 **A-Delta-T logger DL2**

Tipo de sensor	Variável	Descrição do instrumento	Intervalo de medição	Resolução /erro	Calibração	Interv. Térmico Funcion	Volt funcion
RHA1	HR e Tar	Combinado Hum. Rela (RH1) e Tar (AT1)	0-100% -30 a 70°C	$\pm 2\%$		-30 a 70 °C	5 a 15 mV DC 2 mA
AN1	Vento	Anemómetro, 3 copos	0.15 - 75 m/s	1% / ± 0.01 m/s	10 Hz por m/s	-40-70 °C	nenhum
RG1	Chuva	Pluviómetro (diâm. = 25 cm)			0.2 mm por pulse	0 a 60 °C	
ES	Radiação Solar	Silicon diode energy sensor Banda 0.4-1.0 μm)	0 a 2 kWm^{-2}		10.8 mV/kWm^{-2} (0.0926 $\text{kWm}^{-2}/\text{mV}$)	-20 a 50 °C	
Termistor	Temperatura do solo		-19 a +60 °C				

B-Datalogger CR10 (Campbell Sci., Ltd.)

Tipo sensor	Variável	Descrição	Intervalo de medição	Resolução /erro	Calibração	Intervalo térmico de funcionamento	Volt funcion
50Y Temperatura and Relative Humidity Probe "207" Temperatura and humidity probe	HR e T _a		0-100% [-40, 60] °C		0.1 %/mV e 0.1 °C/mV	-20 a +60	
AN1	Vento*	10-window chopper wheel	0.15 a 75 m/s		0.1 m/s por Hz		
RG100	Chuva				0.2 mm/pulse	0 a 60 °C	
LI200SZ Pyranometer (LI-COR)	Radiação solar	Hugh grade Silicon photocel detector, (0.4-1.1 μm)	0 a 2 kWm^{-2}	$\pm 5\%$	Mitra: 0.076599 e Cabeção: 0.080408 $\text{kWm}^{-2}/\text{mV}$ e	-20 a 65 °C	
Termistor	Temperatura do solo	T107	-	0.32 °C	0.1 °C/mV	-20 a +60	

Para uma transmitância máxima da atmosfera igual a 0.75, nas nossas latitudes, esperamos medir R_g máximo de 1.025 kW/m^2 , no Verão, equivalente à saída $V = 13.38 \text{ mV}$.

O intervalo espectral $[0.4, 0.7] \mu\text{m}$ de c.d.o. identifica a dita radiação fotossinteticamente activa (ou PAR: sigla inglesa). A medição da radiação PAR em $\mu\text{mol} [\text{fotões}] \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, foi feita com um sensor quântico (modelo LI-190SZ; Li-Cor, 1986) cujo factor de calibração é $8.0 \mu\text{A}$ por $1000 \mu\text{mol} [\text{fotões}] \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. É válida a relação $R_g [\text{W m}^{-2}] = (PAR/2.22) (\mu\text{mol} [\text{fotões}] \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1})$. Exemplo: PAR (máximo) = 2 200 ($\mu\text{mol} [\text{fotões}] \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) equivale a $R_g = 2\ 200/2.22 = 991 \text{ W/m}^2$, mais ou menos a incerteza de 2.2%.

A velocidade do vento foi medida com um anemómetro do tipo AN1 de 3 calotes esféricas, cujo factor de calibração é igual a 10Hz por m/s ou 0.1 m/s por Hz e ordenada na origem 0.2 m/s. A variável é digital, variando entre os dois estados de excitação 0 e 1. O sistema de medição integra um foto-detector de radiação I.V. com 10 janelas (“10-window chopper wheel”), produzindo 10 pulses por rotação, excitando o mecanismo outras tantas vezes. O software converte o número de pulses por ciclo em m s^{-1} , durante o intervalo de tempo especificado pelo programador, na configuração, acabando por registar média, nesse intervalo de tempo. O anemómetro fornece valores entre 0.2 e 75 m/s. O circuito do anemómetro é alimentado pelos 12 V de uma bateria (modelo PS12E “Power Supply”) alimentada por um painel solar (modelo SOP5/X: 4 a 5 W, 260mA e 21.4V).

Precipitação (chuva). Medição feita com um pluviómetro de báscula modelo RG100 (Campbell Sci.), funil com 25 cm de diâmetro. O factor de calibração é 0.2 mm/pulse e a ordenada na origem é 0.0.

2.2.3 | Medições no sobreiro

Na planta foram medidas as variáveis de trocas gasosas, *i.e.*, a taxa transpiratória e a condutância estomáticas, bem como propriedades radiativas, térmicas e geométricas. Estas informações servem para caracterizar a planta do ponto de vista biofísico para o estudo do balanço energético e hidrológico do fitossistema (ver a partir do item §2.2.4).

A. Taxa transpiratória, condutância estomática, temperatura foliar e temperatura da folhagem

A taxa transpiratória, a condutância estomática difusiva e as variáveis do microclima da folha foram medidos pelo modelo “LI-1600M”, um analisador de gases “IRGA” (*Infra-red Gas Analyzer, Li-Cor, Inc, Nebraska, USA*), dotado de uma fonte de radiação infravermelha (I.V.) para medir a variação da concentração do vapor de água da câmara da transpiração, em relação à humidade (HR_o) do ar exterior o valor de referência, em cada medição.

De acordo com o manual, o funcionamento do IRGA baseia-se na espectroscopia de massa (do vapor de água) na região espectral do I.V.. Espectroscopia significa transição de diferentes moléculas entre níveis discretos de energia, mediante absorção ou emissão de radiação electromagnética (Young, 1991). Cada espécie de molécula possui uma série única de níveis de energia e por conseguinte, o espectro de absorção serve para identificar o material. A absorção de radiação por H_2O na região do I.V. corresponde à transição de níveis de energia molecular do tipo vibracional, tendo o intervalo de comprimento de onda das vibrações os dois limites 3.0 e 6.1 μm (*Idem*).

O “porómetro” LI-1600M possui uma câmara foliar (cuvete), com um termopar para medir a temperatura (T_f) da página abaxial da folha e um termistor para medir a temperatura (T_a) da amostra de ar atmosférico. Para uma medição, a folha não destacada e não enclausurada tapa a veda ($A_f = 2 \text{ cm}^2$) a câmara foliar isolando o sistema do exterior, mas a página superior fica exposta. A folha transpirante liberta o vapor de água para o interior da câmara, donde é aspirado para o local de leitura, fazendo uso do pico de absorção espectral do vapor de água no infravermelho; a página inferior fica exposta

Teoricamente, a circulação do ar no sistema é feita em circuito fechado, em regime estacionário (“*steady state*”) de fluxo; este esquema é assegurado por um mecanismo auto-regulador do fluxo (F) de ar “seco” exterior, para manter a HR (ou concentração de vapor: C_v) constante e igual a HR_o ; isto dispensa a necessidade de calibração com placas perfuradas, como noutros modelos. HR_o é obtida antes do início das medições, a partir de uma amostra de ar atmosférico, e memorizada (função “HUMIDITY SET”) pelo microprocessador do porómetro. Durante a leitura, o

porómetro compara continuamente a C_v dos fluxos de saída e de regresso à câmara foliar e ajusta o fluxo de admissão de ar “seco” exterior para estabilizar HR na câmara foliar. Isto é indicado pelo ponteiro de uma escala que atinge, então, o “NULL POINT” quando as duas concentrações se igualam. O estado de equilíbrio é atingido em segundos, após o qual deve gravar-se (“HOLD”) o resultado da leitura.

A lista de saída do “LI-1600M” contém as variáveis T_a , T_f , HR , a condutância estomática ($g_{s(mol)}$) e a taxa transpiratória (ambas em $mmol[vH_2O] m^{-2} s^{-1}$, a densidade de fluxo molar), o caudal (F : $cm^3 s^{-1}$) do fluxo de ar no sistema fechado e a pressão atmosférica (p_a : Pa).

A taxa transpiratória é directamente proporcional ao potencial de fluxo (equação [1.6]) que é o défice de vapor (pressão parcial ou concentração), adimensional no caso de T_r e a condutância serem expressas nas mesmas. Dispensando a dedução, a fórmula do porómetro LI-1600M para $T_{r(mol)}$ e $g_{s(mol)}$ em $mmol m^{-2} s^{-1}$ é (ver Manual):

$$T_{r(mol)} = g_{e(mol)} \frac{RT_f}{p_a} \frac{1}{M_w} \left(C_f - \frac{T_c}{T_f} C_c \right) \quad [2.6]$$

Onde o défice de concentração (C_v , $kg m^{-3}$) do vapor de água saturante à superfície da folha (“ f ”) e no ar da cuvete (“ c ”) é “normalizada” em relação à temperatura e à pressão atmosférica (p_a). T_f e T_a , na cuvete, tendem a igualar-se e como RTC é a pressão molar parcial do vapor de água, $g_{e(mol)}$ fica a multiplicar-se pelo défice de pressão parcial adimensional.

De acordo com esta descrição, e usando unidades *S.I.*, a taxa transpiratória ($T_{rf} = (F/A_f)[C_s(T_f) - C_c]$) é expressa em $kg[vH_2O] m^{-2}[folha] s^{-1}$, que é a densidade de fluxo de massa do vapor de água (concentração de vapor saturante em $kg[vH_2O] m^{-3}[ar]$).

A temperatura da folha medida pelo “LI-1600M” é a da página inferior, sendo medida por uma termopar de cobre-constantan. Para verificar se há gradientes térmicos entra as duas páginas da folha, T_f foi, também, medida nas duas páginas por um termorradiómetro de I.V., a menos de um centímetro de distância à folha, com o modelo “I.R. Thermometer D202, Digitron, U.K.”: a resolução é de $0.1 ^\circ C$ e o campo de visão de 6° .

A temperatura superficial (vegetação ou solo) foi medida a ~ 2 m de distância do alvo com o modelo (INTRATRACE 100 I.R. digital thermometer; Kane-May

Limited, U.K.): a resolução é de 0.1 °C e o C.V. = 1.5° e razão “distância ao alvo / diâmetro da circunferência da área circular *vista*” é 40:1. A distância mínima recomendada de 1 m foi respeitada. Para abarcar áreas maiores as medições da temperatura superficial foram feitas a distâncias superiores a 1 m segundo ângulos agudos com a horizontal. Sendo preciso a emissividade (ϵ) da superfície radiante, para os corpos naturais sólidos foi fixado o valor 0.98.

B. *Transmissão da luz, índice de área foliar e coeficiente de extinção da luz na folhagem*

A radiação directa que incide sobre uma folhagem vegetal é reflectida, absorvida e transmitida. A transmissão da radiação que tem interesse aqui é a que atinge a superfície do solo sem ser interceptada por qualquer elemento da canópia. A interceptação de um raio de luz aleatório por elementos da folhagem cuja orientação e distribuição se toma aleatória é um processo probabilístico.

A medição do coeficiente (τ) de transmissão óptica da folhagem foi feita com o ceptómetro modelo SF-80 (*Decagon Devices, Inc*, 1990) que dispõe de oitenta sensores de luz (*i.e.*, PAR: 400–700 nm) distribuídos uniformemente ao longo de uma haste com 80 cm de comprimento e secção transversal de 1.5 x 1.5 cm². O SF-80 funciona em regime de registo contínuo ou em regime manual. Em cada leitura, o modelo SF-80 calcula a média dos 80 sensores, para a função escolhida, excepto quando está em modo “elemento” (ELE) em que apenas o sensor da extremidade está activo (*cf.* Manual do SF-80).

Durante a amostragem, primeiro o operador mede o valor de PAR a céu aberto a que o SF-80 atribui o valor 100 (%), no canal da transmitância, independentemente da densidade de fluxo. Feito isto, passa-se às leituras sob a copa onde os valores de τ são inferiores a 100. Com céu limpo, a densidade de fluxo da radiação é direccionada, pelo que o SF-80 foi sempre posicionado na horizontal, ao nível do solo, com o auxílio de um nível de bolha, pois o objectivo é medir τ total da folhagem.

A transmissão da radiação directa pela vegetação tem sido descrita por uma formulação análoga à lei de Lambert-Beer (Mann, 1980; Campbell, 1986). Campbell & Norman (1998) usam a equação [2.7], baseado em Goudriaan (1986):

30

$$I_d(L) = I_d(0) \exp[-K_{eb}(\theta)L] \quad [2.7]$$

L (ou LAI) é o índice de área foliar acumulado a partir do topo, θ é o ângulo zenital solar e $K_{eb}(\theta)$ é o coeficiente de extinção (para folhas tidas “corpos-negros”), em função em função de θ .

Analiticamente, a equação [2.7] é o resultado limite do desenvolvimento da série geométrica resultante do cálculo da probabilidade de transmissão $\tau(\theta)$ = da radiação através da folhagem, como um processo de Bernoulli (binomial), em que a transmissão da luz, $\tau(\theta) = \exp[-K_{eb}(\theta)L]$, através da folhagem assenta nos pressupostos de que as folhas são superfícies planas horizontais, que a probabilidade de intercepção (e de transmissão) é independente do azimute e que a luz não incide verticalmente (Mann *et al.*, 1980; Asner & Wessman, 1997; Campbell & Norman, 1998).

É relevante observar-se que $\tau(\theta)$ mede a probabilidade da luz incidente sobre folhagem atingir a superfície do solo sem ser interceptado por um elemento da canópia. No caso limite ($n \rightarrow \infty$; de eventos) da distribuição binomial, a distribuição de Poisson (Mann *et al.*, 1980; Asner & Wessman, 1997) pode ser usada para estimar a probabilidade (P_o) da penetração (transmissão) da luz em folhagens com folhas aleatoriamente dispersas na forma (Asner & Wessman, 1997):

$$P_o = e^{\left(\frac{GLAI}{\cos(\theta)}\right)} \quad \dots\dots[2.8]$$

G , a função de distribuição do ângulo foliar, e LAI ($m^2 m^{-2}$) podem ser medidos no campo. O co-seno do ângulo zenital do Sol serve para aumentar a espessura óptica da atmosfera quando o Sol não está na vertical do lugar. Obtém-se uma solução imediata de [2.8] se G for conhecida. Entretanto, a equivalência entre as equações [2.7] e [2.8] permite escrever $K_{be}(\theta) = G/\cos(\theta)$ que identifica o coeficiente de extinção com a probabilidade acumulada (limite) da intercepção da luz pela folhagem, também dependente da altura angular do Sol.

Em síntese, as equações [2.7] e [2.8] são modelos de transmissão que assumem uma orientação azimutal aleatória das folhas e a descrição da função G (de extinção) apenas pelo ângulo zenital da normal ao plano da folha. Na prática qualquer uma

destas equações serve para calcular LAI (ou $\tau(\theta)$, consoante a informação disponível) por inversão. No presente caso, $\tau(\theta)$ foi medido e $K_{eb}(\theta)$ (ou G) estimado, para obter LAI , como se descreve mais adiante. Antes é definido o coeficiente de extinção.

O coeficiente de extinção foi definido por Monteith (1973), como o quociente entre a área da projecção horizontal de uma hemi-superfície segundo a direcção ϕ (complementar de θ) e a área da hemi-superfície em causa; ou seja, como LAI (m^2 [folhas] m^{-2} [solo]) $K_{eb}(x, \theta)$ é, também, um índice de área, $K_{eb}LAI$ é adimensional. Várias funções de distribuição do ângulo da inclinação foliar são possíveis, sendo a mais versátil a distribuição elipsoidal formulada por Campbell (1986) e apresentada aqui com uma versão numérica optimizada do denominador (Campbell & Norman, 1998):

$$K_{eb}(x, \theta) = \frac{\sqrt{x^2 + \tan^2 \theta}}{x + 1.774(x + 1.182)^{-0.733}} \quad [2.9]$$

Para uma elipsóide, com semi-eixo vertical a e semi-eixo horizontal b e $x = b/a$. A área da projecção horizontal da elipsoide é $A_h = \pi ab$ de uma elipsoide e a área da projecção vertical é $A_v = \pi b^2$. O parâmetro x é a razão média A_v/A_h relativa a volumes elipsoidais representativos da folhagem (copa ou canópia). Para $x = 1$, $K_{eb} = 1/(2 \cos \theta)$ (e $G = 1/2$), o coeficiente de extinção para uma distribuição esférica do ângulo de inclinação foliar; para $x = 0$, $K_{eb} = 1/(2 \cotg \theta)$ de uma distribuição vertical (folhas erectófilas); no limite, quando $x \rightarrow +\infty$, $K_{eb} = 1$, referente a uma distribuição horizontal (folhas planófilas). Para limites práticos, o intervalo $0.1 \leq x \leq 10$ descreveu adequadamente (erro inferior a 1%) valores de K_{eb} de canópias reais com distribuições unimodais da densidade do ângulo foliar (Campbell, 1986).

A aplicação da equação [2.9] implicou a medição da profundidade vertical da copa e do diâmetro horizontal médio de uma mostra de sete sobreiros para calcular o parâmetro x ; quanto à altura zenital, apesar de medida, optámos por reter valores simulados (“canrad.xls” / Visual Basic; Campbell, 1997) de θ simultâneos às medições $\tau(\theta, LAI)$ com o ceptómetro SF-80 (Campbell Sci.). Por fim, faz-se notar que a equação [2.8] é muito prática se usada em condições de densidade da radiação isotrópica, como em caso da radiação difusa ou de nebulosidade uniforme, em que se tem $K_{eb}(\theta) = G = \text{constante}$.

Assim, a medição de $\tau(\theta)$ ($= P_o$ em [2.8]) e a solução da equação [2.9] permitem determinar G que é uma informação quantitativa da arquitectura foliar da copa. Se esta informação for, por exemplo, a densidade volumétrica aparente da área foliar da planta, então LAI é substituído pela profundidade da copa (com $h = -z$) e o

5 coeficiente de extinção que resulta desta forma diz-se linear.

C. | *Transmissão, reflexão e absorção da luz pela folha do sobreiro*

O sensor quântico (incorporado no IRGA), modelo LI-190SZ, mede a radiação fotossinteticamente útil, dita PAR , no intervalo espectral do visível, [400, 700] nm; a unidade de medição é o μmol [fotões] $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e a incerteza é inferior a $\pm 5\%$; o tempo

10 de reacção é 10 μs (ver Manual de Instruções (“LI-COR Terrestrial Radiation Sensors, Type SZ Instruction Manual; Publ. N° 8609-60, © 1986, LI-COR).

A fotocélula, propriamente dita, tem uma superfície com 0.5 cm^2 de área e foi utilizada em folhas (com $4\text{-}5 \text{ cm}^2$ de área) da periferia da copa de sobreiro expostas à luz incidente (PAR_o), medida na horizontal acima da copa, para medir os coeficientes

15 de transmissão ($\tau_{f(\text{vis})}$) e de reflexão ($\rho_{f(\text{vis})}$) da luz e, por diferença, obter o coeficiente de absorção ($\alpha_{f(\text{vis})}$), de acordo com a lei geral $1 = \tau_f + \rho_f + \alpha_f$. Mantiveram-se as inclinações naturais das folhas e o valor de cada coeficiente é o quociente entre a densidade de PAR transmitido ou reflectido e PAR_o : $\alpha_{f(\text{vis})} = 1 - (\tau_{f(\text{vis})} + \rho_{f(\text{vis})})$.

A absorção da radiação solar pela folha não só é útil para a expressão da reflexão

20 da folhagem (copa) como está relacionada directamente com o coeficiente de extinção. Adoptando o procedimento de (Goudriaan, 1986, *loc. cit.* Campbell & Norman, 1998), começa-se por calcular o coeficiente de reflexão (albedo) na banda electromagnética visível, de uma copa “horizontal”, como:

$$25 \quad \rho_{c,H} = \frac{1 - \sqrt{\alpha_{f(\text{vis})}}}{1 + \sqrt{\alpha_{f(\text{vis})}}} \quad [2.10]$$

Em regra, as folhagens reais não são planas, tornando-se, por isso, necessária a correcção do coeficiente de reflexão dado pela equação [2.10] por um factor que identifique a função de distribuição da inclinação foliar. Para isso, e considerando

30 uma canópia suficientemente profunda constituída por folhas não “negras”,

Goudriaan (1986, *loc. cit.* Campbell & Norman, 1998) sugeriu a correcção de $\rho_{c,H}$ através do coeficiente de extinção da radiação directa (*beam radiation*):

$$\rho_{cp} = \frac{2K_{eb}}{(1+K_{eb})} \rho_{c,H} \quad [2.11]$$

5 Dado que $\alpha_{f(vis)}$, na equação [2.10], é basicamente constante, a equação [2.11] varia com $K_{eb}(x, \theta)$, principalmente em períodos longos. Sendo a distribuição a distribuição espacial do ângulo foliar aleatória, ao longo do dia, espera-se uma fraca variação de K_{eb} , na maior parte do tempo em que o Sol está acima da linha do horizonte, o que tem interesse prático na escolha da oportunidade das medições de
10 outras variáveis ecofisiológicas.

D. *Utilização dos coeficientes de transmissão e de extinção da luz para a determinação do grau de cobertura vegetal da árvore*

O factor exponencial da equação [2.7] é o coeficiente de transmissão $\tau(\theta) = \exp[-K_{eb}(\theta)L]$ da folhagem. Para LAI constante, τ_1 medida para o ângulo zenital θ_1 pode ser utilizada para a determinação do τ_2 medida ou da radiação interceptada (R_1),
15 para outro ângulo zenital (θ_2). Para uma dada estrutura da folhagem, a relação entre as transmitâncias medidas em dois ângulos zenitais diferentes é constante. Fazemos $K_{eb}(\theta) = K$; da equação [2.7], mostra-se facilmente que: $\ln(\tau_1)/\ln(\tau_2) = K_1/K_2 = p$, equivalente a $\tau(\theta_1) = \tau(\theta_2)^p$. Podemos calcular p , invocando a equação [2.9] pondo

$$p = \frac{\sqrt{x^2 + \tan^2(\theta_1)}}{\sqrt{x^2 + \tan^2(\theta_2)}}.$$

20 Estamos interessados em obter o grau de coberto da árvore, $c (= 1 - \tau(0))$, para uma vista de topo da mesma. Pretendemos calcular p quando $\theta = \theta_1 = 0^\circ$ ($\tan(0) = 0$), $x = 0.97$ (observado) e $\theta_2 = 32^\circ$ (Quadro 3.23); o cálculo dá $p = 0.84$. Assim, para o coeficiente de transmissão $\tau(\theta_2) = 0.14$, obtém-se $\tau(0) = \tau(\theta_2)^{0.84} = 0.19$ e, para o grau de coberto médio $c = 0.79$. É frequente não considerar-se explicitamente o
25 factor c , o que lhe atribui explicitamente o valor 1, mas veremos a sua utilidade no escalonamento do fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera.

E. | *Matéria seca da Agrostis castellana*

A matéria seca (MS) acumulada da *Agrostis* foi medida em Agosto de 2001, para a simulação da curva de crescimento em biomassa e índice de área foliar. No ano 2002 a curva da MS foi obtida entre os dias 84 e 243, com periodicidade quinzenal.
5 O resultado de cada medição é a média da MS em oito círculos com 0.102 m² (diâmetro: 36 cm), quatro na extremidade NE e quatro na extremidade SW da transecta de referência.

F. | *Massa específica foliar do sobreiro*

Pelo facto do sobreiro ser de crescimento lento, o seu investimento sazonal em
10 fitomassa, no período Primavera-Verão, foi quantificado pela evolução do peso seco foliar por unidade de área projectada da folha, a massa específica foliar (MEF [kg [MS] m⁻² [folha]). MEF é uma medida ecomorfológica da esclerofilia (Moreira, *et al.*, 1997; Abrams, 1994), característica das quercíneas mediterrânicas e perenifólias como o sobreiro, a azinheira o carrasco (*Quercus coccifera* L.).

15

2.2.4 | **Modelo numérico do balanço energético à superfície**

A resolução da equação do balanço energético (*vide* [1.12]) é feita com base na determinação independente das parcelas. O balanço energético à superfície é estabelecido pela adição entre um termo de curto c.d.o. (*C*) e outro de longo c.d.o. (*L*)
20 para definir a radiação “líquida” (R_n : J m⁻² s⁻¹ ou W m⁻²) total como segue:

$$R_n = C + L \quad [2.12]$$

Cada um dos termos da equação [2.12] é calculado de acordo com Campbell &
25 Norman (1998). A parcela *C* (de curto c.d.o.) depende da radiação global (R_g ; W m⁻²) incidente (*i.e.* directa + difusa) e do coeficiente de reflexão ($0 < \rho_s < 1$) da superfície:

$$C = (1 - \rho_s) R_g \quad [2.13]$$

A parcela L , de longo c.d.o., resulta da adição algébrica da densidade de fluxo de radiação térmica descendente (L_a) da atmosfera e do fluxo ascendente (L_s) e originada na superfície emissora. Conforme a teoria da radiação do “corpo-negro”, os termos de fluxo de longo c.d.o. dependem das propriedades termorradiométricas das respectivas fontes e são quantificadas segundo a lei de Stefan-Boltzmann que converte a quarta potência da temperatura absoluta do corpo radiante em densidade de fluxo radiativo ($W m^{-2}$), corrigida pela emissividade (ϵ) da fonte radiante no infravermelho próximo (800-1400 nm):

$$10 \quad L_a = \sigma \epsilon_o (T_o + 273.15)^4 \quad [2.14]$$

$$L_s = \sigma \epsilon_s (T_s + 273.15)^4 \quad [2.15]$$

sendo σ ($= 5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$) a constante de conversão de Stefan-Boltzmann.

15 Fazendo $L = L_a - L_s$, para as trocas líquidas, a equação anterior rescreve-se, como:

$$R_n = (1 - \rho_s) R_g + L \quad [2.16]$$

Até 19 de Julho de 1999, R_g foi medida a ~ 2 m de altura (no campo experimental); a partir dessa data usam-se dados da estação do Centro Geofísico de Évora (CGE), com 6 m de altura. A radiação disponível no sistema depende das propriedades termorradiativas da superfície como o coeficiente de reflexão e a emissividade. O coeficiente de reflexão ($\rho_{c(vis)}$) da copa ou do coberto vegetal, na banda espectral visível, foi medido em simultâneo com a temperatura radiativa da superfície a cerca 1 m de distância do alvo. As emissividades requeridas foram atribuídas, de acordo com tabelas físicas. A emissividade (ϵ_o) e a temperatura do céu (T_o) foram calculadas pelas equações [2.20] e [2.21a].

O coeficiente de reflexão ($\rho_{f(vis)}$) da folha e da copa (*i.e.*, $\rho_{c(vis)}$) dos sobreiros, na banda visível do espectro, foram medidos utilizando, respectivamente, o sensor quântico Li-190SZ (LI-COR) e o ceptómetro (SF-80, com 80 sensores/80 cm). Na folha, foi também medido o coeficiente de transmissão ($\tau_{f(vis)}$), donde foi calculado o coeficiente de absorção $\alpha_{f(vis)} = 1 - \rho_{c(vis)} - \tau_{c(vis)}$. Os valores do coeficiente de absorção foliar no visível e no infravermelho próximo ($\alpha_{f(IVP)}$) são complementares: $\alpha_{f(IVP)} + \alpha_{f(IVP)} = 1$ (Campbell & Norman, 1998). Para o escalonamento ao nível da

copa, $\alpha_{f(vis)}$ é, primeiro, convertido no coeficiente de reflexão da copa ($\rho_{cH(vis)}$) de uma canópia densa equivalente de folhas horizontais e, depois, para a canópia real. Esta última conversão usa um factor adimensional que é função assintótica do coeficiente de extinção da radiação através da folhagem (*cf.* Campbell & Norman, 5 1998). Para um coberto vegetal, a radiação líquida é determinada para dois compartimentos aparentemente independentes, entre si: a radiação líquida (R_{nv}) na vegetação (com grau de coberto C) e a radiação líquida (R_{ns}) do solo, na superfície restante. Em cada compartimento, a equação [2.16] transforma-se na versão conveniente enquanto para o fitossistema se calcula R_n como uma soma ponderada:

$$10 \quad R_{nv} = (1-\rho_v)R_g + L_a - L_v \quad [2.17a]$$

$$R_{ns} = [1-\rho_s(\theta)]R_g + L_a - L_s \quad [2.17b]$$

$$15 \quad R_n = C R_{nv} + (1-C)R_{ns} \quad [2.17c]$$

A equação [2.17c] é geral e, no caso do grau de coberto ser suficientemente próximo da unidade, justifica-se a aproximação $R_n \approx R_{nv}$. Na interface “vegetação/atmosfera”, a R_n é dissipada essencialmente pelos fluxos do calor sensível 20 (H) e do calor latente da transpiração (λT_r). Negligenciando-se a capacitância térmica da vegetação (condução nula), a equação de equilíbrio é:

$$R_{nv} = H_v + \lambda T_{rv} \quad [2.18]$$

25 Proveniente da atmosfera, a radiação solar provoca um gradiente térmico vertical no solo, forçando a condução de calor (G) à superfície. A equação do balanço energético à superfície do solo (índice inferior “s”) é:

$$30 \quad R_{ns} = H_s + \lambda E_s + G \quad [2.19]$$

A circulação do ar no interior da vegetação não é objecto de estudo aqui e, por isso, não é tratado o troço aéreo da interface “solo/vegetação”. Acima da vegetação, o vento (ver item §2.2.5) remove o ar saturado do centro de produção de vapor de água ou de calor sensível, o que, de certo modo, mantém os potenciais de fluxo.

A *emissividade* aumenta com a humidade e, esta, por ser função estrita da temperatura, tratando-se do ar (T_a , °C), a seguinte relação empírica é usada para a emissividade do céu limpo (Campbell & Norman, 1998):

$$5 \quad \epsilon_a(T_a) = 0.70 + 0.005T_a \quad [2.20]$$

Igualmente válida para dias de céu limpo é a relação entre a temperatura (T_o) do “céu” e T_a (Monteith & Unsworth, 1990):

$$10 \quad T_o = T_a - 20 \quad [2.21a]$$

Em dias nublados (*idem*) é:

$$15 \quad T_o = T_a - 2 \quad [2.21b]$$

Assim, L tem sentido sempre ascendente e num dia de céu nublado o gradiente térmico vertical é menor do que num dia de céu limpo. Finalmente, para a associação “solo+vegetação” a equação simplificada do balanço energético é, pois, sem advecção:

$$20 \quad R_n - G - \lambda ET - H = 0 \quad [2.22]$$

Considerando a superfície vegetal (grau de coberto C) e o solo (ponderado por $1-C$) associados em paralelo, os fluxos verticais do calor latente (λET) e do calor sensível (H) no fitossistema podem discriminar-se mediante as expressões gerais seguintes:

$$\lambda ET = C(\lambda T_{rv}) + (1-C)\lambda E_s \quad [2.23]$$

$$H = CH_v + (1-C)H_s \quad [2.24]$$

30 A equação [2.22] pode ser aplicada à vegetação (ver equação [2.18]) ou ao solo isoladamente (equação [2.19]). Como C varia entre 0 e 1, com plena cobertura do solo, cobertura $\lambda ET = C\lambda T_{rv}$ e $H = H_v$, anulando aparentemente a evaporação e o calor sensível, para condições isotérmicas. As equações [2.23] e [2.24] aplicam-se, também, à árvore, substituindo C por c . Quer c quer C e todos os termos da equação
35 [2.22] são independente e experimentalmente determinados.

A determinação de G testa a equação da absorção da radiação no solo igualada à equação [2.22] (com G , H_s e $\lambda E_s > 0$), sendo $f_G(\tau, \rho_s)$ uma unção de τ , e de ρ_s :

$$R_{abs(solo)} = f_G(\tau, \rho_s)R_g + L_G = \tau(1-\rho_s)R_g + L_G = G + H_s + \lambda E_s \quad [2.25]$$

Esta descreve o balanço da radiação solar à superfície do solo, em que será
 5 determinado pela equação de Fourier (equação [1.1]). Esta resolveu-se a partir da
 medição do perfil vertical da temperatura do solo (0, 10, 30, 60 cm de profundidade)
 e de valores tabelados das condutividades térmicas (k_i) dos “i” constituintes do solo.
 Sob a folhagem, tem-se o coeficiente de transmissão, $\tau = \tau_c < 1$; em solo exposto, $\tau_c =$
 1. A parcela L_G representa as trocas líquidas da densidade de fluxo da radiação
 10 térmica entre o solo e o ar. f_G é determinada, para valores especificados do ângulo
 zenital (θ) e de ρ_s e de $\tau(\theta)$. $\tau(\theta)$ é tido como resultante da sobreposição de eventuais
 filtros de “luz” (e.g., folhas) que se interponham entre a altura de medição de R_g e a
 superfície. O coeficiente de reflexão (ρ_s) do solo foi determinado em função do grau
 de saturação (θ/θ_s); ρ_s (banda PAR) em solo seco ao ar foi medido com o ceptómetro
 15 invertido e numericamente ajustado para outros teores de água, com base numa
 equação (secção §3.9; balanço energético) adaptada e recolhida em Braud *et al.*
 (1995).

O fluxo de calor sensível, H ($W\ m^{-2}$), entre a superfície e a atmosfera, é calculado
 pela forma integral da equação de definição, de acordo com o modelo de resistência,
 20 pela diferença térmica ($T_s - T_a$) (à cota z), assim ($r_{aH} > 0$):

$$H = \rho_a C_p (T_s - T_a) / r_{aH} \quad [2.26]$$

T_s é a temperatura à superfície medida pelo termómetro de infravermelho; T_a refere-se
 25 à cota de referência acima da vegetação; $\rho_a C_p$ ($1207\ J\ m^{-3}\ K^{-1}$) é a capacidade
 calorífica volúmica do ar, à pressão constante, o produto entre a massa volúmica ($\rho_a =$
 $1.2\ kg\ m^{-3}$) e capacidade calorífica mássica do ar ($C_p = (7/2)R/M_a = 1005\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$) a
 pressão constante (Monteith & Unsworth, 1990; Allen et al., 1998). A introdução de
 $\rho_a C_p$ na equação [2.26] permite exprimir r_{aH} em $s\ m^{-1}$, entre a origem do perfil do
 30 vento e a altura (z) de referência, acima da altura (h_c) do coberto vegetal.

O cálculo de H passa por determinar $T_s - T_a$ e r_{aH} ; r_{aH} foi determinada como
 solução do sistema de equações constituído pela equação [2.26] e pela equação [2.22]
 no caso particular de G e λET nulos. No Verão, a equação [2.26] foi resolvida para a

superfície vegetal seca de uma mancha contínua da *Agrostis castellana* ($> 0.6 \text{ kg [MS] m}^{-2}$; humidade, 0.15 g g^{-1} ; altura, 30-50 cm), oferecendo completa cobertura ao solo. Esta situação reduz a equação [2.26] à forma da equação [2.24], com $C = 1$, em que R_n do sistema é dissipada apenas pelo calor sensível. Os fluxos de H e do vapor de água estão associados ao fluxo de momento cinético (τ), digamos, entre duas alturas ($z_2 - z_1$), distância ao longo da qual se verificam diferentes velocidades horizontais do vento; o atrito entre o ar e a superfície rugosa origina a resistência aerodinâmica (r_{aM}). Assume-se que a turbulência do vento afecta, também, os fluxos de τ , λET e H , uma vez que, ao longo da distância ($z_2 - z_1$), se verifica a “teoria K ” da similaridade dos coeficientes de transporte respectivos: $K_M = K_H = K_v$ (Monteith & Unsworth, 1990; Braud *et al.*, 1995; Campbell & Norman, 1998). Experimentalmente, isto justifica que se proceda de modo a obter r_{aH} “medida” por inversão da equação [2.26]. O teste implicou a comparação do valor da r_{aH} obtida pela equação empírica do perfil do vento (Campbell & Norman, 1998). A equação do perfil do vento foi parametrizada com base na altura efectiva (h_{ef}) dos elementos rígidos à superfície, do deslocamento (d) do plano de origem do perfil aerodinâmico e da altura (z_M) de rugosidade para o fluxo de momento (*cf.* Abtew *et al.*, 1992; Annandale & Stockle, 1994; Campbell & Norman, 1998).

A densidade de fluxo de calor latente (λE ; W m^{-2}) da taxa transpiração estomática (*e.g.*, E : $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; equação [1.5]), para uma folha plana é definida por:

$$\lambda E = \lambda(C_{vs} - C_{va})/(r_{av} + r_e) \quad [2.27]$$

λ [J kg^{-1}] é a constante de calor latente para vaporização da água. A resistência total ($r_t = r_{av} + r_c$) ao fluxo é a soma das resistências intervenientes porque a resistência à perda de vapor é uma associação em série das resistências aerodinâmica (equação [2.33]) e da superfície. Para exprimir as resistências em s m^{-1} , aqui, as concentrações ($C_v(T)$ estão em $\text{kg [vH}_2\text{O] m}^{-3}$ [ar].

Uma expressão simples para a dependência $\lambda(T_a)$ (em MJ kg^{-1}) recomendada por Smith *et al.* (1992) é a de Jensen *et al.* (1990; *cf.* Allen *et al.* 1994) com T_a em $^\circ\text{C}$:

$$\lambda(\text{MJ kg}^{-1}) = 2.45 - 2.361 \cdot 10^{-3} T_a \quad [2.28]$$

e mostra que esta dependência é fraca e da ordem de $2.4 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Para a temperatura do ar igual a $20 \text{ }^\circ\text{C}$, $\lambda = 2.40 \text{ MJ kg}^{-1}$, energia necessária durante a expansão isotérmica (a temperatura T), de uma unidade de massa equivalente (e.g., 1 mol) de vapor de água, entre a concentração saturante inicial ($C_{vs}(T)$) e a final (C_{va}).

- 5 A concentração saturante (kg m^{-3}) depende da temperatura de forma não linear; é calculada pela fórmula empírica de Campbell (1985; *cit.* por Kjelgaard *et al.*, 1996):

$$C'_{vs} = 10^{-3} e^{\frac{\left(31.3716 - \frac{6014.79}{T_a + 273} - 0.00792495(T_a + 273)\right)}{T_a + 273}} \quad [2.29]$$

- 10 A divisão da equação [2.29] pela densidade do vapor de água exprime a concentração em $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$, que é equivalente à fracção molar ou à relação entre pressões parciais. O porómetro de difusão gasosa determina a concentração de vapor de água em kPa kPa^{-1} , para a expressão da taxa transpiratória e da condutância estomática em $\text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, tomando como referência a concentração inicial de vapor na amostra de ar atmosférico recolhida. O caudal de circulação do ar, em
- 15 circuito fechado, impõe a condutância aerodinâmica de $2.0 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ na câmara, valor que é muito superior à condutância estomática máxima da folha. Durante as medições, a abertura (1 cm^2) da câmara é vedada pela folha transpirante, colocada com a página inferior virada para dentro.

- 20 Para uma superfície vegetal relativamente plana, extensa e equivalente à copa da árvore representativa, determina-se a resistência (ou condutância) estomática do coberto (r_c). Quando o coberto vegetal é considerado como uma “folha gigante” (*big leaf*), Allen *et al.* (1989) sugerem a equação [2.30]:

$$25 \quad r_c = \frac{2r_{e(\min)}}{LAI} \quad [2.30]$$

- onde LAI tem qualquer valor não nulo e $r_{e(\min)}$ é a resistência estomática mínima. O numerado $2r_e$ é ambíguo, pois, não faz sentido em folhas com estomas só numa página, como as hipoestomatosas. A forma mais “realista” de escrever a equação é
- 30 usar no denominador $0.5LAI$, que exprime o índice de área foliar efectivo. A equação [2.30] resolve-se após a medição da resistência estomática e da determinação de LAI (equação [2.7]), usando as medições da transmitância total na folhagem (ver secção

§3.7.3; quadro 3.23); r_c e a resistência aerodinâmica (equação [2.33]) são parâmetros de entrada equação de Penman-Monteith (secção §2.6).

2.2.5 | Perfil vertical do vento e resistência aerodinâmica

5 A experiência diz-nos que existe uma altura (d) acima do solo, a partir da qual o vento se faz sentir. Está em causa a existência do gradiente ($du(z)/dz$) positivo da componente horizontal ($u(z)$) da velocidade do vento com a altura (z) e d é a origem do perfil vertical do vento, denominada altura de deslocamento do plano zero. Existe, ainda, a altura (z_0) de rugosidade que se adiciona a d e que está associada à velocidade
10 de atrito (u_*), a velocidade mínima mensurável, junto à superfície rugosa, considerada à mesma temperatura que o ar.

Mais precisamente, a velocidade de uma unidade de massa de ar (em equilíbrio térmico) aumenta à medida que se afasta verticalmente da superfície (Monteith & Unsworth, 1990). O perfil do vento (sem correcção para a estratificação térmica do
15 ar) é expressa pela seguinte relação logarítmica:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left[\left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right] \quad [2.31]$$

Na equação k ($= 0.4$) é a constante adimensional de von Kármán (Abteu *et al.*
20 (1989), Monteith & Unsworth (1990), Campbell & Norman (1998). A equação [2.31] exprime a escala adimensional da velocidade, $u(z)/u_*$, em função do logaritmo da escala adimensional da altura (z/z_0), vezes uma constante de proporcionalidade, mas com a mudança da origem de zero para, sendo $0 < d < h_c$. Os valores de d e de z_0 dependem da altura (h_c) da vegetação e o anemómetro é colocado à altura $z > h_c$. A
25 questão técnica essencial, colocada pela equação [2.31], para se traçar o perfil do vento, é a determinação de u_* , já que os elementos geométricos d e z_0 são de determinação empírica imediata.

Na equação [2.31], quando $z = d + 2.72z_0$, determina-se $k = u_* u(z)^{-1}$. Basta, então, medir a velocidade do vento, em qualquer altura superior a d , para ser estimada a
30 velocidade de atrito. Indica a equação [2.31] que a origem efectiva do perfil corresponde ao valor do argumento igual à unidade, logo em $z = d + z_0$, pelo que z_0 é

medido acima de d e não acima da superfície do solo. A velocidade de atrito é a velocidade mínima (não nula) do vento, constante e válida para a troposfera.

O gradiente vertical do perfil é $du(z)/dz = u^*/[k(z - d)]$; é constante desde que a distância $z - d$ se mantém inalterada ao longo do tempo. Na prática, a equação [2.31] é parametrizada mediante um critério de convergência numérica que passa por medir $u(z)$ e determinar u^* (equação [2.31]) que não seja significativamente diferente do valor de u^* obtido pela equação de definição. A definição (Monteith, 1973; Tinoco *et al.*, 1995) considera um fluido de massa volúmica $\rho(T)$ que se desloca sobre uma superfície rugosa e exerça sobre ela uma pressão de atrito τ , de que resulta:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad [2.32]$$

Ou seja, $\tau = \rho(u_*)^2$ (N m^{-2}); no caso do ar, $\rho = \rho_a$; u_*^2 ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) é uma grandeza equivalente à energia cinética (J) por unidade de massa (kg), com as dimensões da aceleração gravítica \times uma distância: $[gl] = \text{L}^2\text{T}^{-2}$. Isto é, u_*^2 é o potencial de fluxo de momento cinético do vento por unidade de massa de ar, na camada de ar em equilíbrio térmico e de espessura l . Na ausência de advecção, o efeito da temperatura sobre o fluxo de momento é muito pequeno (Monteith & Unsworth, 1990).

A resistência aerodinâmica conjunta ao fluxo de momento (M) e de calor sensível (H), entre a superfície e a altura (z) de referência, é (com correcção termodinâmica, funções ψ) (*cf.* Campbell & Norman, 1998):

$$r_a = (\ln[(z + z_H - d)/z_H] + \psi_H) (\ln[(z + z_M - d)/z_M] + \psi_M) / k^2 u_z \quad [2.33]$$

em que ψ_H e ψ_M são os termos de correcção em relação à estabilidade (turbulência) atmosférica, respectivamente, para o calor sensível e para o momento; z_H e z_M são as alturas de rugosidade dos fluxos H e M . Dado r_a , o seu inverso é a condutância aerodinâmica: $g_a = 1/r_a$. Na prática, a resolução simultânea das equações [2.26], [2.31] e [2.33] permitem determinar r_a e u_* locais. A atmosfera é dita instável (*i.e.*, $T_s - T_a > 0$), neutra ($T_s - T_a = 0$) ou estável ($T_s - T_a < 0$).

Eventualmente, poderá ser necessária a correcção pela equação [2.36] (*cf.* Annandale & Stockle, 1994), embora tal nem sempre surja efeito nem seja clara a razão porque isso acontece (Campbell & Norman, 1998).

Os parâmetros de rugosidade da superfície e o deslocamento do plano zero, requeridos pela equação [2.33], são calculados em função da altura típica (h_c) dos elementos rígidos à superfície. Campbell & Norman (1998) apresentam as seguintes relações empíricas para os calcular (com $z_V = z_M$):

$$\begin{aligned} z_M &= 0.13 h_c & [2.34a] \\ z_H &= 0.2 z_M & [2.34b] \\ d &= 0.77 h_c & [2.34c] \end{aligned}$$

Os termos de correcção (diabática) em relação à neutralidade atmosférica dependem de um parâmetro de estabilidade (ϕ) atmosférica dado por (Monteith & Unsworth, 1990):

$$\phi = -kgz[H/\rho_a C_p(T_a + 273.15)u_*^3] \quad [2.35]$$

e que toma em consideração a acção gravítica (g) sobre as massas de ar em turbulência, e a velocidade de atrito (u_* , $m s^{-1}$) junto à superfície. Desde que se tenha parametrizado a equação do perfil do vento, u_* é estimada por inversão daquela e com o termo (ψ_M) de correcção termodinâmica, para a troca de momento:

$$u_* = ku_z / (\ln[(z - d + z_M)/z_M] + \psi_M) \quad [2.36]$$

Para condições estabilidade ($\phi > 0$), os termos de estabilidade são

$$\psi_M = \psi_H = 4.7\phi \quad ; T_s < T_a \text{ (estabilidade)} \quad [2.37a]$$

O termo de correcção para a estabilidade, ψ_H , em condições de instabilidade ($\phi < 0$) é:

$$\psi_H = -2\ln[1+(1 - 16\phi)^{1/2}/2] \quad ; T_s > T_a \text{ (instabilidade)} \quad [2.37b]$$

E o termo ψ_M , nas mesmas condições é calculado como:

$$\psi_M = 0.6\psi_H \quad ; T_s > T_a \text{ (instabilidade)} \quad [2.37c]$$

2.3 Critérios para a resolução do modelo numérico do balanço hídrico no sistema “solo + planta”

O objectivo é a medição da variação total (ΔV_T) da água disponível na zona das raízes. A equação [1.8] é, então, aplicada em condições hídricas de campo favoráveis

à sua forma mais simples. Ou seja, após o fim das chuvas ($P = 0$) e com $F = 0$, a água infiltrada e retida no perfil é $I_e = P - E_{sc} - D_p$. A extracção pela planta implica (lei da conservação da massa) $I_e = ET + \Delta V_T$; no caso trivial em que $E_{sc} = 0$, $D_p = 0$ (e $F = 0$), num ano, $\Delta V_T = 0$ e a evapotranspiração anual do ecossistema iguala à água infiltrada; mas, terminada a estação chuvosa, ET deve ser medida por ΔV_T durante um

5 intervalo de tempo em que não há infiltração suplementar; e faz-se $\Delta V_T = \Delta A(z, t)$).

Assim, para $I_e = 0$ e se a capacitância hídrica da planta é pequena comparada com transpiração diária, durante o período de integração (≥ 1 dia), o problema do balanço hídrico resumir-se-á à condição $ET(t) \approx -\langle \Delta A(t) \rangle$, quando $\Delta A(z, t)$ é integrado no

10 domínio linear do enraizamento ($z_{r(\max)}$). Na prática, a determinação de $z_{r(\max)}$ em árvores é um problema de truncatura do enraizamento que será resolvido analiticamente. Convém esclarecer que não designamos $z_{r(\max)}$ por “profundidade de enraizamento” porque não é forçoso que a colonização do solo pelas raízes se dê segundo essa direcção dominante. O padrão espacial do enraizamento das árvores

15 pode ser é análogo a um processo dispersivo e tridimensional. Neste sentido, a ideia de “dimensão linear do enraizamento” é mais flexível do que a de “profundidade de enraizamento”.

A. | *Teste de evaporação superficial em solo nu e em solo coberto com palha*

O ensaio inseriu-se no estudo do balanço hídrico do solo ao nível da “micro-escala” e considera dois estados da superfície: solo nu e solo coberto com “mulch” de

20 palha seca. Tratou-se de um teste simples em que o solo foi humedecido por gotejamento e deixado a evaporar livremente ou sob efeito da cobertura com $0.144 \text{ kg[MS] m}^{-2}$ [solo]. O primeiro caso forneceu a taxa máxima da evaporação (E_o) e, o segundo caso, uma taxa de evaporação menor, o permitiu obter o factor de redução

25 de E_o por unidade de matéria seca (MS) usada como “mulch”. Foi utilizado “mulch” de palha da *Agrostis castellana* seca ao ar, recolhida no campo, com $15.5 \text{ g[H}_2\text{O]}$ por 100 g[MS] , ou seja $0.16 \pm 0.04 \text{ g g}^{-1}$.

O ensaio da evaporação teve outro objectivo fundamental: testar a hipótese formulada (baseada em estudos prévios do perfil vertical da temperatura do solo)

30 segundo a qual a profundidade da “camada superficial do solo” poderia ser identificada com a profundidade (D) de amortecimento da amplitude da flutuação da

onda térmica diária, originada à superfície do solo. Isto porque a energia necessária à evaporação provém da condução de calor no solo.

Assim, em 2001, foi escolhido na área de estudo, o local “A” do campo experimental com $0.766 \pm 0.135 \text{ kg m}^{-2}$ [solo] de matéria seca acumulada. O local “A”
5 dista ~60 m da vedação mais próxima do campo e nele estavam localizadas a estação climatológica automática, sondas de humidade e temperatura do solo e o “perfil 3”, onde se fizeram estudos das características físicas do solo e da variação da água do solo. Dimensão inicial dos perfis: $z = 0.8 \text{ m}$, $l = 0.7 \text{ m}$, $c = 1.5 \text{ m}$.

No teste de evaporação, a quantidade de água aplicada por gotejamento foi
10 controlada com rigor. Usou-se um boião plástico translúcido (também usado para regar os sobreiros), com 5 litros de capacidade, munido de uma torneira para alimentar o débito. O débito foi regulado em laboratório para um período de aplicação de 3.5 h, à taxa de 8.6 mm h^{-1} , sendo inferior à taxa de infiltração do solo igual a 45 mm h^{-1} . Junto ao “perfil 3”, foram aplicados 30 mm de água, equivalente a 3.78 kg
15 $[\text{H}_2\text{O}]$ numa área de 0.1275 m^2 , em 27 de Agosto (2001), com início às 20:30h. O boião com água fora colocado de modo a molhar directamente a superfície do solo e a garantir uma distância conveniente entre a frente horizontal de humedecimento do bolbo molhado e a parede interna do “perfil 3”; considerámos que essa distância devia ser superior à profundidade D (9.3 – 13.0 cm) atrás referida, previamente
20 determinado.

A frente de humedecimento à superfície estabilizou-se à distância de 15–20 cm antes de atingir a superfície vertical da trincheira do “perfil 3”. Ou seja, mais de 15 cm de solo seco ao ar separava o volume de solo húmido do ar atmosférico.

Para acompanhar a dessecação do solo, a primeira medição da humidade do solo
25 (θ) com a sonda TDR (acesso até à profundidade de 11 cm), foi feita às 8:30h do dia seguinte e prosseguiu com periodicidade diária (24 h), enquanto durou o ensaio, por exemplo, de 27/08 a 02/09/2001, durante seis dias. O ensaio de evaporação findou quando θ atingiu o valor residual (θ_a) em solo seco ao ar, que foi igual a um terço do coeficiente de emurchecimento. No final, a variação total da humidade ($\Delta\theta(z, t)$), foi
30 integrada na profundidade indicada para se determinar a água evaporável ($\langle E_s \rangle$) e o coeficiente de evaporação (K_e).

Antes, no “perfil 3” foi também observada a geometria horizontal e vertical do bolbo molhado (aplicação de 30 mm de água no dia 19 de Agosto às 20:30h), então dividido em 5 camadas horizontais. O volume molhado formou um bolbo elipsoidal, truncado à superfície, onde o diâmetro médio atingiu 40.3 ± 3.8 cm, e a 34 cm de profundidade (provavelmente devido à concentração de 15% de argila a essa profundidade, ou à incompleta redistribuição hidráulica, 12 h após a infiltração da água). Foi igualmente determinado o perfil vertical da humidade do solo, usando a sonda TDR; a amostragem baseou-se em três leituras por camada de solo e foram recolhidos cinco cilindros (anéis de 95 cm^3) de terra, de 6 em 6 cm, ao longo do eixo vertical da elipsóide molhada, para a determinação comparativa de $\theta(z)$ pelo método termogravimétrico (peso seco da amostra estabilizado a $105 \text{ }^\circ\text{C}$, em 72 h).

B. *Rega localizada dos sobreiros por gotejamento*

Os sobreiros que foram regados durante o Verão, foram-no quer para se investigar o tempo de recuperação da taxa transpiratória máxima (em 2001), após longo período de défice hídrico, quer para manter uma modalidade regada (em 2002) que permitisse medir o défice de transpiração sazonal. Em 2001, as medições da taxa transpiratória (T_{rf}) dos sobreiros regados coincidiu com as do teste de evaporação. A mancha superficial de solo molhado esteve sempre coberta com “mulch” de palha seca.

A água foi aplicada aos sobreiros por gotejamento, no pé, de modo a promover um balanço hídrico simples graças à “total” infiltração da água, isto é, $I_e = P = 30 \text{ mm}$. Para o confirmarmos, procedemos à inspeção do volume de solo molhado e ao balanço de massa, o que teve lugar no dia seguinte à rega, 12 h mais tarde, período durante o qual a vegetação seca foi conservada para minimizar a evaporação. Em termos do balanço hídrico, a água aplicada ao solo é separada em duas parcelas: a infiltrada e retida no solo e a sujeita à evaporação.

A quantidade de água aplicada não foi sempre a mesma; houve casos de aplicação de 60 mm e 90 mm, também, mas sempre num único ponto por árvore, o que significou, em todo o caso, uma fracção molhada do volume total do raizame, com alcances entre 35 a 40 e 110 a 120 cm de profundidade.

C. *Teste de infiltração horizontal à superfície para a determinação da*

| infiltração vertical e condutividade hidráulica

O ensaio consistiu em desenhar um sistema cartesiano (x, y) à superfície do terreno, com origem no ponto de gotejamento, e registrar, sobre os dois semi-eixos, o avanço ($z(t)$) da frente de humedecimento (com o auxílio de uma escala métrica e de uma lupa) em intervalos de cinco em cinco minutos, controlado com um cronómetro.

5 O estudo da infiltração horizontal foi feito com o mesmo dispositivo de aplicação da água já referido. Um boião de plástico (capacidade de 5 litros), feito gotejador e cuja cadência permitia distinguir à vista desarmada uma zona saturada e uma zona de transmissão entre a primeira e o solo seco. A quantidade de água utilizada por teste foi em média 30 mm (volume por unidade de área do terreno molhado), equivalente a
10 760 g; a altura de água indicada é idêntica à média da precipitação máxima diária. Como a taxa de infiltração depende da viscosidade e esta é função da temperatura do fluido que permeia o meio poroso, ilustramos de seguida o comportamento da temperatura, medida com o termómetro de infravermelho a uma distância aproximada de 5 cm, durante o teste exemplificado.

15

Hora	Temperatura do solo seco ao ar, exposto ao Sol	Temperatura do solo seco ao ar, à sombra	Temperatura do solo húmido (centro da área molhada) à sombra	Temperatura do solo na frente de humedecimento (<i>i.e.</i> $z_f \pm 5$ mm) à sombra
15:30	50	41	32	***
15:55	50	39 a 41	20	32
18:00	40	34	25	25

A temperatura inicial do solo seco ao ar e exposto à radiação incidente foi 50 °C (30 Ago.; 15:30 h). Para minimizar a evaporação e a diferença de temperatura entre a superfície e o ar, uma hora antes do início do teste, o solo foi ensombrado com um chapéu-de-sol e assim se manteve durante o teste, por mais cerca de duas horas e
20 meia. No fim, às 18:00 h, entre 1 e 1.5h depois de iniciado o teste, a frente de humedecimento não mais avançara; a temperatura do solo seco baixara 10°C e fixara-se em 40 °C (inicialmente, o ar estava a 32.2 °C, cerca de 20 °C menos quente que o solo seco exposto ao Sol). Às 18:00h, a temperatura do solo exposto (agora só à

radiação difusa) variou entre 40 °C e 34 °C, enquanto que a temperatura do solo molhado tendia para 25 °C.

2.4 | Método de Granier para a medição do fluxo da seiva bruta na árvore

5 Embora desejável, a densidade de fluxo volumétrico (u') da seiva bruta não foi medida neste estudo; em alternativa, u' foi simulado como função da evapotranspiração de referência (secção §3.9.2), esta, por sua vez, estimada pela equação de Penman-Monteith, a medida do poder evaporante a atmosfera (Secção §2.5). O objectivo foi disponibilizar uma ferramenta para a conversão
10 (escalonamento) concisa da densidade (em área) do fluxo de água no *SPAC*, entre todas as secções transversais de fluxo da árvore (folha, xilema e raízes) e o solo.

Quando medido, u' é geralmente determinado numa secção transversal do tronco da árvore, por exemplo, e pode ser arbitrariamente expressa por unidade da área (1) A_L do lúmen (espaço interior) dos elementos condutores, (2) do tecido xilémico
15 condutor (área, A_X) ou (3) da área total (A_F) das folhas, conforme forem as exigências do protocolo experimental. Porém, ao nível de integração do *SPAC* (do ecossistema), a superfície de referência é a área do terreno, A_p . Esta corresponde à projecção da copa sobre a superfície horizontal e em relação à qual u' é finalmente reportado, como fluxo de massa ($\rho u'$), e subsequentemente convertido na densidade de fluxo de
20 extracção de água (U) do solo. Os termos do balanço energético e do balanço de água no ecossistema são todos expressos por unidade de área do terreno.

A equação do fluxo de seiva que formulámos foi testada com base em séries sub-horárias e diárias do fluxo de seiva medido na azinheira (*Quercus rotundifolia* Lam.), utilizando o dispositivo/método de Granier (MG), baseado no fluxo
25 convectivo (aquecimento e dissipação contínua) do calor no xilema (ver David, 2000; cf. www.ecotec.com.cn). Os dados fornecidos pela Investigadora Maria Teresa S. David (em Dezembro de 2004) sustentaram uma meta-análise sobre valores absolutos do fluxo máximo de seiva na azinheira e da taxa transpiratória correspondente, em condições hídricas virtualmente não limitantes.

Uma meta-análise é uma reinterpretação, melhoria ou extensão da compreensão de um estudo prévio sobre um dado tema. A meta-análise levada a cabo no presente estudo consiste na reavaliação quantitativa do fluxo máximo de seiva primaveril, que David (2000) observou na azinheira. O método numérico incide primeiramente na determinação de A_X , porque, não sendo fácil a sua estimativa, constituiu uma fonte importante de erro experimental, certamente associada à subestimativa média de 55% do fluxo real de seiva atribuída ao MG, em relação ao método do “pulse” (HPD) de calor de Cohen (MC).

O método HPD permite medir o tempo Δt necessário para repor a isoterмия ao longo da distância $x - x'$, no lenho, após o sobre-aquecimento do domínio sob escrutínio. A velocidade do pulse (mm s^{-1}) de calor é $v_h = (x - x')/2t$ e a velocidade da seiva no lúmen é $v_l = v_h \frac{1}{a} \frac{\rho c}{\rho_s c_s}$, onde $a = A_l/A_X$; ρc é capacidade calorífica do lenho (numerador) e da seiva (*i.e.*, água), no denominador, pelo que o factor $\rho c/\rho_s c_s < 1$ (Edwards *et al.*, 1996). Os dois métodos de medição do fluxo de seiva requerem a determinação da área do lúmen e do xilema, o que não é prático na maior parte das situações.

O trabalho de dissertação de doutoramento de Maria Teresa S. David (2000) foi o paradigma sujeito à meta-análise do fluxo de seiva, medido em árvores de azinheira, durante dois anos. David utilizou o MG e aferiu-o com o MC para estimar a “transpiração da árvore típica” de uma amostra grande, inserida num “montado” esparsos de sobre e azinho, localizado em Valverde/Mitra, a ~20 km de Évora, na mesma zona onde teve lugar o presente estudo.

Usualmente, a medição do fluxo de seiva é feita por um dispositivo automático, controlado por um *datalogger* (microprocessador), devidamente dimensionado e programado (*software*) para o efeito (David, 2000); o *logger* é interrogado pelo *software* com a frequência programada (*e.g.*, 10 s) e acumula médias de períodos sub-horários (*e.g.*, 10 min), horários e diários. A autonomia do dispositivo é assegurada pela energia de origem fotovoltaica, captada por um painel solar e acumulada em baterias convencionais (para uso nocturno, dias muito nublados).

O aparelho de Granier (só falamos deste) funciona com pares (fonte/receptor) de “agulhas” de aço inoxidáveis munidas de termopares que são inseridas radialmente

na madeira (tronco, ramos) e verticalmente separados até ~10 cm (cf. <http://www.delta-t.co.uk>). O calor fornecido em regime constante à agulha superior eleva a sua temperatura (T_1) por *efeito de Joule*, variando em função inversa com a velocidade do fluxo de seiva. A agulha inferior, no mesmo plano vertical que a superior, fornece a temperatura natural do lenho, considerada temperatura de referência (T_0) da seiva. O fluxo é relacionado com um índice térmico com base na diferença térmica $\Delta T = T_1 - T_0$.

David (*op. cit.*, p. 72) utilizou quatro pares de sensores no tronco, a 1.3 m de altura acima do solo, dispostos segundo os quatro azimutes cardiais, à profundidade de 5 cm, descontando a cortiça. Cada par de sensores foi constituído por duas agulhas hipodérmicas (20 mm x 2 mm) do tipo já referido, enroladas por uma resistência de *constantan* e possuindo um *termopar* de cobre-*constantan*, a meio do seu comprimento.

A distância vertical padrão de 10 cm, entre as agulhas, foi fixada previamente em função da difusividade térmica do lenho húmido, de modo a evitar o sobreaquecimento da sonda inferior. A temperatura da fonte de calor será máxima quando o fluxo de seiva for nulo (*e.g.*, à noite; sob intenso *stress* hídrico) e mínima quando a intensidade do fluxo é máxima, durante o dia. A densidade de fluxo (u' , m³ [seiva] m⁻² [xilema] s⁻¹) aparente da seiva é dada pela equação empírica de Granier, dita “universal”, e debitada pelo aparelho de Granier (www.ecotec.com.cn):

$$u' = 119 * 10^{-6} \left(\frac{\Delta T_{\max} - \Delta T}{\Delta T} \right)^{1.231} \quad [2.38]$$

Define-se o índice térmico k de fluxo (a fracção) pela diferença relativa das variações, ΔT , de temperatura, a variável extensiva; ΔT_{\max} (parâmetro) é o valor máximo dessa diferença na ausência de fluxo, *i.e.*, à noite ou em condições de intenso défice hídrico. Uma vez medido o fluxo, é preciso integrar u' em área, A_S (m²), da secção transversal de fluxo do tecido condutor para obter a intensidade de fluxo $F = A_S \cdot u'$ (L³ T⁻¹).

Em geral, a determinação de A_S envolve a recolha de verrumadas no tronco, para calibração local de u' . Se a dimensão o permitir, pode cortar-se a árvore cuja parte superior é mantida intacta e na posição vertical para permitir a circulação de corantes

diluídas, tais como diluições de safranina (*e.g.*, Paço, 2003), e depois determina-se a área corada em discos de madeira obtidos do caule transversalmente seccionado.

No entanto, A_S (a área corada do lenho) não dá a garantia fiel de que toda ela seja iguala à área efectiva (A_X) da secção transversal de fluxo xilémico. Com efeito, o corante pode difundir-se horizontalmente através da superfície porosa da zona de corte, para outras zonas hidraulicamente disfuncionais. Por outro lado, parece raro que a porosidade (α ; expressão na página anterior) do tecido condutor do lenho em árvores ultrapasse os 12%, de que são exemplos o sobreiro (Leal *et al.*, 2006) e o *Fagus sylvatica* (Steppe *et al.*, 2004) e o *Q. robur* (com 8.7%).

10 Regressando à equação [2.38], o índice k não está isento de introduzir subestimativas do fluxo, porque parte do calor difunde-se lateralmente na matriz do lenho e o fluxo de calor atrasa-se em relação à corrente da seiva (Edwards *et al.*, 1996), o que deve subestimar u' . Por outro lado, na prática A_S é muitas vezes avaliada à vista desarmada (Engel *et al.*, 2005). Neste estudo, utilizamos a modelação do fluxo de seiva para estimar A_X (secção §3.8.2), cujo valor deve justificar o balanço hídrico e o fluxo de calor latente da transpiração observados no sobreiro.

2.5 | Equação de Penman-Monteith, evapotranspiração e coeficiente cultural

A evaporação à superfície do solo ($E_{s(\max)}$) e a extracção (U_{\max}) máximas da água pela vegetação (U_{\max}) são reunidas aditivamente na determinação da evapotranspiração máxima potencial (ET_{\max}) do coberto vegetal (canópia + solo). Normalmente, quando a vegetação sã oferece completa cobertura ao solo ($C = 1$) e a água e a nutrição mineral não são limitantes, ET_{\max} é predita a partir da “evapotranspiração de referência” (ET_o) vezes o “coeficiente cultural” (K_c), através da equação:

$$ET_{\max} = K_c \cdot ET_o \quad [2.39]$$

Esta é uma definição hidrológica empírica e corresponde a um fluxo energético simultâneo do calor latente (λET_c) da evaporação da água, bastando, para isso,

multiplicar o fluxo de massa pelo calor latente da água, $\lambda(T)$, à temperatura da superfície evaporante (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1989; 1998).

Sem tomar em conta a evaporação da água interceptada (*intercepção*, E_i) pela folhagem, a equação [2.39] determina a evapotranspiração máxima em dois passos, um, para ET_0 e, outro, para K_c , existindo valores tabelados de K_c para as principais 5 culturas arvenses e algumas espécies arbóreas (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998).

Em termos práticos, a determinação do K_c pode tornar-se irrelevante quando a evapotranspiração actual (ET_c , ou λET_c) em condições de máximo fluxo é obtida directamente, num só passo, através da medição simultânea da evaporação e da 10 transpiração locais. Uma via alternativa é a simulação numérica, quer no domínio da árvore (Feddes *et al.*, 2001; Engel *et al.*, 2005), quer para a meso-escala (Gash *et al.*, 1997; Taylor *et al.*, 1997; Engel *et al.*, 2005) ou à escala global (2007); nos dois últimos casos, a informação é obtida via satélite e utilizada numa formulação do tipo da equação de Penman-Monteith, como se descreve a seguir.

15 A evapotranspiração é calculada pela equação de Penman-Monteith (Monteith, 1973, Monteith & Unsworth, 1990), amplamente utilizada após a recomendação da FAO (*cf.* Smith *et al.*, 1992):

$$\lambda ET_c = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p [e_s(T(z)) - e(z)] / r_a}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad [2.40]$$

20 Todos os termos presentes devem ter unidades no sistema *S.I.*; ET_c está em kg [água] m^{-2} [solo] s^{-1} , e excluindo as resistências, todos caracterizam o estado termodinâmico do sistema. A equação Penman-Monteith (P-M) é a soma ponderada das contribuições da energia disponível ($R_n - G$) e do défice de pressão de vapor ($DPV = e_s(T) - e_a$) na evapotranspiração, admitindo a independência entre as duas parcelas. 25 A natureza física (mecanística) da equação de P-M permite distinguir as variáveis que caracterizam o estado termodinâmico do ar (Δ , γ , $R_n - G$; C_p , $e_s - e_a$), na interface entre a superfície e a atmosfera (via r_a), e a métrica do controlo fisiológico da transpiração, dada por r_c , que mede o grau de abertura dos estomas (Salisbury & 30 Ross, 1985; Körner, 1995; Lee & Bowling, 1995; Bauerle *et al.*, 1999).

Basta que G seja nulo, nas devidas condições, para a equação de P-M passar a descrever a transpiração numa folha transpirante, o que significa adequar as resistências, aliás como para qualquer outra superfície evaporante, como por exemplo o solo. Todas entidades físicas em questão devem ser estimadas ou medidas.

5 Concretizando, para Campbell & Norman (1998), o cálculo da pressão de vapor saturante é feita pela fórmula $e_s(T)$ [kPa] = $0.611(\exp[(17.502T)/(T+240.97)])$ ($0 \leq T(^{\circ}\text{C}) \leq 50$ $^{\circ}\text{C}$). O termo Δ [Pa K⁻¹] é a derivada da curva da pressão de saturação do vapor de água, em ordem à temperatura e $\gamma = 66.2$ Pa K⁻¹ (a 20 $^{\circ}\text{C}$) é a “constante” psicrométrica do ar húmido. Por definição, Δ [kPa K⁻¹] = $\lambda M_w e_s(T)/(RT^2)$ (Monteith & Unsworth, 1990), com T em K (M_w é o peso molecular da água, 0.018 kg mol⁻¹; a 20 $^{\circ}\text{C}$, $\lambda = 2.44$ MJ kg⁻¹ e $\Delta = 0.145$ Pa K⁻¹). Nota: a concentração de vapor (kg m⁻³; ver equação [2.29]) e $e_s(T)$ são equivalentes e a relação é $e_s(T) = p_a[C_s(T)/\rho_a]$; p_a é a pressão atmosférica constante (101.3 kPa).

Dado que a equação [2.33], da resistência aerodinâmica (r_a), contém informação
15 sobre a geometria da vegetação (*e.g.*, altura) e a equação [2.30] relaciona r_c com a estrutura e o estado fenológico da vegetação (LAI), as duas resistências podem associar-se no único termo, $1+r_c/r_a$, que exprime a resistência total adimensional (*cf.* Rana *et al.*, 1997). Este termo modifica a constante psicrométrica do ar húmido na constante psicrométrica aparente da superfície evaporante, $\gamma^* = \gamma(1+r_c/r_a)$; a
20 resistência aerodinâmica ao vapor de água (tomada igual à resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível) está associada em paralelo à resistência aerodinâmica ao fluxo convectivo (do calor sensível) e à resistência do ar ao fluxo termo-radiativo, $r_r \approx \rho C_p/(4\sigma T^3)$ (*cf.* Campbell, 1998; Monteith, 1998).

Tratando-se da evaporação máxima da água numa extensa superfície molhada, r_c
25 tende para 0.0 e $\gamma^* = \gamma$, tal como pode ser assumido na evaporação da fracção da precipitação interceptada por uma folhagem (Valente *et al.*, 1997), numa superfície livre de água ou à superfície do solo saturado.

A equação [2.40] é válida para qualquer escala temporal mensurável, da “instantânea” a escalas sub-horárias e ao dia e pode ser integrado em períodos mais
30 longos. Os fluxos de massa e de energia num ecossistema ficam suficientemente bem caracterizados com passo de integração diário; caso necessário integra-se para períodos mais longos (Campbell & Norman, 1998). A medição de todas as variáveis

micrometeorológicas, no presente estudo, e a determinação independente de ET_c (via balanço hídrico e fluxo de seiva) deverá permitir, *a priori*, calcular a resistência da copa do sobreiro. Do mesmo modo, a resistência do solo será determinada com base na equação de P-M e medições independentes da evaporação no solo.

5 Uma das aplicações da equação de Penman-Monteith é a estimativa do valor actual do fluxo de calor latente do coberto vegetal (Annandale & Stockle, 1994; Rana *et al.*, 1997; Campbell & Norman, 1998; Monteith, 1998).

A equação de P-M é aplicada à superfície heterogénea (solo e vegetação) do campo experimental considerando dos níveis de organização funcionais, a saber: 1) o domínio da árvore, cuja folhagem é abstraída quer como uma folha “folha gigante” simples (“big-leaf”) quer como uma fonte dual (com duas camadas sombra/luz) de fluxos; 2) ao nível do ecossistema. A folha gigante, horizontalmente interposta entre a superfície do solo (ensombrado) e a altura de referência (z_a), onde se posiciona o anemómetro e os outros instrumentos necessários, oferece uma resistência total ao
10 fluxo que resulta da soma entre a “resistência estomática do coberto” (r_c) e qualquer outra resistência aerodinâmica (r_a) considerada, por exemplo, aos fluxos verticais de gases (*e.g.*, vapor de água, CO_2), momento cinético e calor sensível.

A equação [2.40] não depende directamente da temperatura devido à transformação numérica feita por Penman para ultrapassar a limitação computacional imposta, à época, pela ausência de informação sobre a temperatura superficial (Monteith, 1998), actualmente obtida por detecção remota, a várias escalas espaciais e temporais (Cyr *et al.*, 1994; Brasa *et al.*, 1996; Kjelgaard, *et al.*, 1996; Lima *et al.*, 1995; Anderson *et al.* 1997). Recordar-se que a distribuição temporal da temperatura superficial do solo é a condição de fronteira superficial no cálculo da condução de
15 calor no solo, a desenvolver neste estudo.

Na versão da FAO da equação [2.40], a folha gigante define uma “superfície de referência”, equivalente a um relvado verde e extenso, com $h_r = 0.12$ m de altura, bem provida de água, resistência de coberto mínima igual a 70 s m^{-1} (equivalente à condutância de $600 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), $LAI = 24h_r = 2.88 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ e oferecendo completa
20 cobertura ao solo (Smith *et al.*, 1992). Nestas condições a condução de calor sob a copa é tomada como $G = 0.1R_n$, no período de luz, em que o fluxo da radiação líquida é positivo. No mesmo modelo, r_a é ajustada com base na altura do

anemómetro e, quando a velocidade do vento é medida a 2 m de altura, é dada como $r_a [s\ m^{-1}] = 200/u(2)$. Com estas actualizações, na equação [2.40], λET_c é substituída por λET_o . Para estimar a ET_o em $mm\ dia^{-1}$, equivalente a $kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$, divide-se por λ e integra-se no período de 24 h.

5 Idealizada para o modelo da “folha gigante”, a equação [2.40] aplica-se a superfície vegetais suaves e extensas que devem minimizar o efeito de orla (*fetch*) por causa do grau de “acoplamento” termodinâmico entre a vegetação e o ar (Jarvis, 1987; Monteith & Unsworth, 1992); em princípio, devido a diferentes alturas de rugosidade, a ligação termodinâmica entre o ar e árvores é mais eficaz do que para
10 uma vegetação rasteira, de que é exemplo a “superfície de referência”.

2.6 | Expressão dos resultados e a base de dados

Em conformidade com o objectivo geral, os resultados são tratados para a captação do padrão temporal das variáveis edafoclimáticas e ecofisiológicas
15 estudadas e a evolução dos processos biofísicos envolvidos, tais como, a transpiração, a condutância estomática, a radiação líquida no sistema. Não se trata de um estudo de padrões estatísticos da distribuição espacial daqueles processos investigados, que envolve estudo de variogramas. Nem sequer foi investigado o efeito das técnicas de mobilização ou da origem (seminal ou vegetativa) do grupo de
20 sobreiros estudados sobre, por exemplo, a absorção da água do solo pelas raízes, o seu efeito sobre a profundidade de amortecimento da amplitude de flutuação térmica à superfície.

Pretendemos compreender aspectos biofísicos relacionados com o uso e balanço da água e da energia disponível pela plantação de sobreiros. Para isso, foi constituída
25 uma amostra inicial de dez árvores, escolhidas algo subjectivamente: árvores saudáveis, afastadas entre si, pelo menos 4 metros de distância, e não sofrendo competição aparente de árvores vizinhas ou do substrato herbáceo espontâneo; além disso, o conjunto deveria delimitar uma superfície com várias centenas de metros quadrados, neste caso *ca.* 20% da área do campo experimental.

30 Os resultados quantitativos são expressos em termos de média \pm erro-padrão (sempre que possível) para a determinação da incerteza experimental. Porém,

tratando-se de uma abordagem biofísica, matematicamente fundamentada, aos estudos de simulação foram impostos fundamentados critérios de convergência numérica. Esses critérios são genericamente enquadrados pelos princípios de conservação da matéria e da energia no ecossistema. Dadas as limitações à obtenção
5 de grandes amostras na medição das variáveis de trocas gasosas na folha, por inspeção visual, a amostra de sobreiros foi entendida como representativa da população existente.

As unidades físicas das variáveis pertinentes ao estudo analítico referem-se, preferencialmente, ao “Sistema Fundamental das Unidades”, *S.I. (Système International d’ Unité)*. Exemplificando, a densidade em área do fluxo molar do vapor de água produzido pela transpiração é, geralmente, indicada em $\text{mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2}$ [folha] s^{-1} , podendo o fluxo de massa equivalente aparecer em $\text{kg [vH}_2\text{O] m}^{-2}$ [folha] s^{-1} , dimensionalmente consistente com a notação LT^{-1} (*e.g.* mm s^{-1} , para facilitar a dactilografia) e quando a análise actual se cinge, apenas, a uma secção de
15 fluxo. A notação científica é adoptada para as quantidades numéricas e, em geral, os valores têm três algarismos significativos, formato mantido em relação à informação original, mas não garantida para todas as quantidades provenientes de outras fontes.

A base de dados (organizada em folha de cálculo electrónica, *Excel/Microsoft*) é constituída, em parte, pelos registos automáticos das variáveis descritas na secção
20 §1.2 e, em parte, pela informação de valores horários ou diários disponibilizados pelo Centro Geofísico de Évora (www.cge.uevora.pt). Se uma única variável (coluna na folha de cálculo) contém informação registada segundo diferentes frequências, a utilização de um “filtro” pode ser utilizada para seleccionar a informação de acordo com a frequência desejada. A base de dados poderá ser solicitada ao Autor.

No *Excel* foram atribuídos códigos inteligíveis a “campos” (matriz, em sentido lato), ditos “endereços nominativos” ilustrados com notas explicativas alusivas aos critérios de cálculo ou a outro tipo de informação pertinente, como seja, a fonte consultada. Uma vez criados, os “endereços” são acedidos através da função pré-definida “IR PARA” identificada pela tecla [F5], no teclado convencional do “PC”; o
30 procedimento é muito útil quando existe uma matriz de parâmetros e constantes que podem ser invocados sempre que necessário utilizados em cálculos mais ou menos complexos.

Os códigos inteligíveis atribuídos aos “campos”, como por exemplo, “índice_de_área”, podem utilizar-se em operações matemáticas, se invocados noutra célula no seio de uma expressão para efectuar cálculos; assim, escrever “=índice_de_área/2” invoca e divide por dois o que está indicado. A isto se associa a
5 capacidade da folha de cálculo de efectuar cálculos sujeitos a restrições lógicas, “aninhadas” num única expressão matemática; o conjunto de argumentos que condicione uma solução, pode comportar até 250 *bits* por “campo” ou “linha de edição”. A escolha de “endereços” facilita a “navegação” na folha de cálculo.

Uma subrotina de cálculo incorporada no *Excel (Microsoft)* é o “Solver.exe”, que
10 permite a optimização do cálculo numérico mediante o recurso a vários métodos numéricos de convergência que disponibiliza ao operador. Outra rotina de cálculo do *Excel* é o “Goal-seeK” que serve para optimizar uma “função-objectivo”, de acordo com um dado critério de convergência especificado pelo utilizador. É uma ferramenta de análise de hipóteses. Permite forçar a convergência de uma função para um valor
15 conhecido quando se desconhece, por exemplo, o valor de um parâmetro de que depende a função dada. Estas ferramentas foram utilizadas, por exemplo, no estudo das propriedades hidráulicas do solo, nomeadamente, na optimização dos parâmetros da curva de retenção de água em busca dos valores dos parâmetros compatíveis com uma melhor representação matemática, de acordo com critérios de convergência
20 explicados oportunamente, em secção própria.

3

ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

3.1 | Introdução

5 A complexidade das relações existentes entre processos biofísicos coloca, logo à
partida, dilemas à estrutura formal do texto. Que abordar primeiro, a radiação ou a
temperatura? O balanço energético ou o balanço hidrológico? A resposta depende da
independência que o operador possui à partida, conferida pelos meios específicos de
diagnóstico, disponíveis. Assim, por exemplo, por maior que seja a importância
10 particular da temperatura, sobre os processos físicos, químicos e biológicos, ela é, em
última análise, induzida pelo balanço energético à superfície. Por isso, no presente
trabalho, a filosofia foi seguir o percurso da radiação entre o topo da atmosfera e a
fronteira do fitossistema, estudar o seu comportamento e interações com elementos à
superfície e, ulteriormente, introduzir a variável temperatura “à jusante” da radiação
15 solar.

Após a caracterização do ambiente atmosférico, para o ambiente pedológico, o
estudo da temperatura do solo foi escolhido como ponto de partida para a determinação
da evaporação integral na camada superficial do solo, cujos limites fiduciais são,
amiúde, definidos subjectivamente. A relação entre fluxo de massa (água) e fluxo de
20 energia (calor latente) levou-nos a intuir que a camada superficial do solo pudesse ser
relacionada com a profundidade de amortecimento da amplitude da onda térmica
superficial diária por ser aí onde se detecta a maior densidade de fluxo energético,
relacionado com a condução de calor no solo. A abordagem recorre à função espacial da
temperatura, por um lado, e à parametrização da equação de definição da radiação
25 disponível no solo, por outro lado, o que permite estabelecer relações de causa-efeito
entre as propriedades capacitivas hídrica e calorífica do meio.

Nota-se que a medição da evaporação da água, de forma simples e expedita, tem sido
difícil *in situ*. A medição da taxa da evaporação máxima é necessária para a
determinação do “coeficiente de evaporação”, à semelhança do “coeficiente cultural de
30 base”; em conjunto, ambos, determinam o “coeficiente cultural” do fitossistema.

Existe interesse em evidenciar as propriedades matemáticas das curvas temporais das variáveis físicas eleitas para a caracterização do ambiente biofísico. Aqui, a ideia é a identificação do padrão geral de um processo escolhido, que permita uma análise quantitativa, assente em valores típicos de cada variável estudada, e a exploração tecnicamente justificada de relações matemáticas pertinentes entre diferentes processos biofísicos. A simultaneidade é uma questão importante quando se relacionam variáveis fenomenológicas, podendo ser garantida em tempo real ou ser resolvida mediatamente, com base na modelação matemática dos processos observados. Daí a vantagem e a pertinência da modelação, no sentido de disponibilizar suporte formal a técnicas simples de diagnóstico e predição.

Outro desiderato a atingir é a obtenção da curva anual da taxa de extracção de água diária, pelo sobreiro, com base na *informação mínima bastante* (IMB). Pela facilidade com que é registada continuamente a irradiância solar, esta foi eleita para clarificar o procedimento referente a IMB, como veremos. No entanto, a aferição deste procedimento deve ser justificada pela taxa de extracção de água para o mesmo intervalo de tempo.

3.2 | Ambiente atmosférico

3.2.1 Radiação solar global, radiação difusa e transmitância atmosférica

A radiação global (R_g) é a soma da radiação solar (R_s) directa e da radiação difusa (R_d), esta essencialmente reflectida pela atmosfera, expressas em irradiância (e.g., $W m^{-2}$). Veremos que R_s é a componente dominante em situações de céu limpo, enquanto R_d caracteriza os casos de céu nublado. O passo de integração diário que usamos neste trabalho pressupõe curvas de radiação (ou de outra variável de interesse) com frequência de medição, no mínimo horária. Por exemplo, a Fig. 3.1 ilustra a evolução horária da curva contínua da R_g durante os três primeiros dias de Junho de 2001.

Do ponto de vista qualitativo, é claro o carácter unimodal da curva diária típica da radiação global em função do tempo ($R_g(t)$), entre o nascer e o pôr do Sol, em condições uniformes de nebulosidade. A irradiância máxima ($R_{g(max)}$) ocorre ao meio-dia solar, enquanto a mínima é zero, durante a noite; o menor valor não nulo durante o dia corresponde à alvorada ou ao fim do dia, registado algures entre as seis e as sete horas e

entre as dezanove e as vinte horas, pelo que a duração do período de luz foi cerca de 13.5 h. O período de luz estabelece os limites fiduciais para o integral diário da taxa transpiratória e fotossíntese líquida.

5

10

15

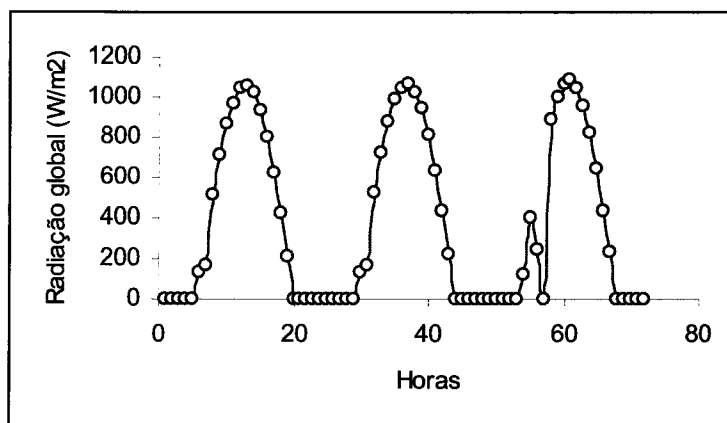


Fig. 3.1 Evolução da média horária da radiação global ($W m^{-2}$) de 1 a 3 de Junho de 2001. Estação climatológica da Mitra do Centro Geofísico de Évora.

20

A radiação útil à fotossíntese, a *luz*, dita *PAR* (das siglas anglófonas) tem o mesmo perfil temporal que R_g , mas é, em geral, expressa na escala (maior) da densidade de fluxo fotónico (molar). Apesar da distribuição espectral da R_g representar em cerca de 99% o intervalo 0.3 a 5 μm de comprimento de onda (Birth, 1991), Monteith & Unsworth (1990) indicam o limite superior igual a 1.6 μm , para as ciências biofísicas.

25

A *luz*, já sabemos preenche a banda espectral visível, entre 0.4 e 0.7 μm . Quanto à *PAR*, na realidade, activos são os pigmentos fotossintéticos que reagem aos fótons incidentes que interagem com a clorofila. Radiação solar com comprimentos de onda superiores a 0.7 μm define a região do infravermelho próximo (*IVP*), usada na detecção remota da temperatura da superfície.

30

A sequência das três curvas diárias da radiação global (Fig. 3.1) descreve, para cada dia, a curva $R_g(t)$ como uma onda periódica, de período igual a 24 h, e pode ser matematicamente tratada como movimento harmónico simples com frequência angular $\omega = 2\pi \text{ rad}/24\text{h}$ ou $2.27 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$. A periodicidade circadiana da flutuação da radiação solar, é uma consequência directa da alternância dos dias e das noites devido ao movimento de rotação da Terra em torno do Sol.

35

Em termos de valores típicos, no exemplo da Fig. 3.1, a média dos máximo da irradiância foi $1066 \pm 18 \text{ W m}^{-2}$ e a média horária $652 \pm 29 \text{ W m}^{-2}$, entre o nascer e o pôr-do-Sol. O integral diário médio resultante, para esses três dias de Junho, perpez $31 \pm 2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. A média, como medida de tendência central, é influenciada pelos valores extremos da série, o que sustenta a existência de uma relação estreita entre o máximo e a média, geralmente disponível em atlas climáticos. O teorema do valor médio, permite-nos identificar a relação (na forma integral) entre $R_{g(\text{max})}$, observada ao meio-dia solar, e a sua média, $R_{g(\text{méd})}$, verificando-se simetria em torno da hora em que ocorre o máximo:

$$R_{g(\text{média})} = (2/\pi) R_{g(\text{max})} \quad [3.1]$$

A constante teórica $2\pi^{-1} = 0.64$ é o factor de escala aproximado em -4.7% pelo quociente $652/1066 = 0.61$ dos valores medidos, um desvio aceitável para sustentar, a relação [3.1] teórica. Valores horários de $R_g(t)$, ao longo do dia, divididos por $R_{g(\text{max})}$ fornecem a distribuição das frequências, a distribuição da densidade da irradiância, em função do tempo. O que realçamos é o espaço matemático da $R_{g(\text{max})}$ e da generalidade dos processos que lhe têm dependência directa, pelo menos, como a taxa transpiratória.

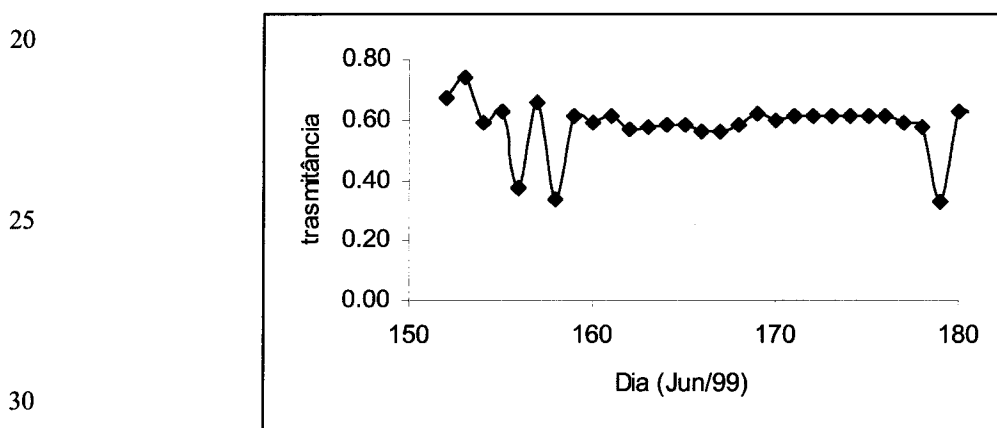


Fig. 3.2 Coeficiente de transmitância (τ_{ar}) da atmosfera para a radiação solar global, ao meio-dia solar, na Mitra, em Junho de 1999: média \pm erro-padrão, 0.581 ± 0.09 ; mínima: 0.328; máxima, 0.739. Humidade relativa: 0.49 ± 0.13 . No topo da atmosfera $\tau_o = 1.0$.

A necessidade de calibração instrumental e a possibilidade de erros de programação de *dataloggers* exige averiguar se o máximo da radiação medida à superfície é um valor realista, procedendo-se à sua comparação com a constante solar ($R_o = 1367 \text{ W m}^{-2}$),

medida no topo da atmosfera e sob céu limpo, devendo verificar-se $R_{g(\max)}$ significativamente inferior a R_0 . No presente caso, $R_{g(\max)}/R_0 = 0.78$, valor que mede a transmitância máxima da atmosfera, quando o Sol faz um ângulo zenital (θ) mínimo, com o céu limpo. Nesta situação, o fluxo radiante ($J\ s^{-1}$) é mais intenso e o percurso óptico na atmosfera menor. Dito de forma explícita, a transmitância (τ_{ar}) aumenta em

relação directa com a altura angular do Sol e acontece o contrário com o ângulo zenital. A Fig. 3.2 mostra a variação da transmitância média da atmosfera para a radiação global, ao longo do mês de Junho de 1999, na Mitra. Considerando a radiação monocromática, com densidade de fluxo R_0 que se propaga num meio homogéneo ao longo da distância z , a lei de Lambert-Beer aplicada à interacção da radiação electromagnética solar com a atmosfera constitui um argumento útil:

$$R(z) = R_0 \exp(-kz) \quad [3.2]$$

A constante k (equação [3.2]) com dimensão m^{-1} é o coeficiente de extinção linear da radiação solar no ar; a sua dimensão depende da de z . Em termos computacionais, é prático operar com um argumento adimensional, sendo este (distância adimensional) expresso pelo número de massa (m), associado à espessura da atmosfera atravessada pela radiação, tal que $m = p_a/(101.3 \cos(\theta))$ (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998), função do ângulo zenital. O factor de ponderação ($p_a/101.3$) da pressão atmosférica contabiliza a diminuição da pressão atmosférica (p_a) com a altitude do lugar, acima do nível médio do mar ($p_0 = 101.3\ kPa$).

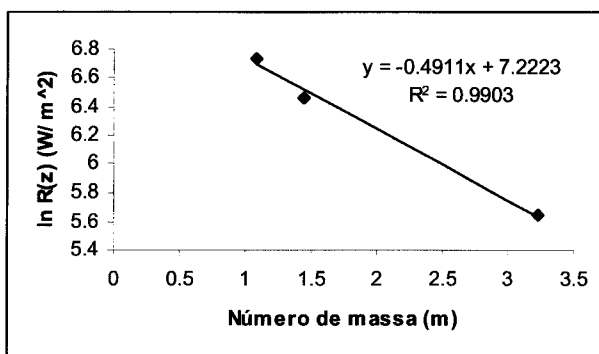


Fig. 3.3. Correlação semi-logarítmica entre a irradiância em função da espessura da atmosfera e o número de massa atmosférica para a determinação do coeficiente de extinção e da radiação no topo da atmosfera.

35

Deste modo, $R(z) = R_0 \exp(-km)$, em que k , agora adimensional, é o coeficiente de extinção por unidade do número de massa da atmosfera. A vantagem prática é que a

relação logarítmica $\ln[R(z)]$ vs. m permite estimar, de uma só vez, k e a radiação no topo da atmosfera. A correlação linear negativa (Fig. 3.3; informação numérica no quadro 3.1) tem como declive de -0.49 e ordenada na origem igual 7.2223 , logo $k = 0.49$ e o valor $e^{7.2223} = 1371 \text{ W m}^{-2}$ estima a constante solar (1367 W m^{-2}).

5 No mês de Junho (1999), a média da transmitância foi igual a 0.581 ± 0.09 (Fig. 3.2); os limites de τ_{ar} foram 0.328 (179) e 0.739 (dia 153). As flutuações da radiação foram um facto nos sete primeiros dias do mês e no fim, em contraste com a relativa constância verificada na maior parte do mês. As diferenças de transmitância durante o mês de Junho foram provocadas essencialmente por variações da nebulosidade e da
10 humidade relativa. Uma causa alternativa para a diminuição da transmitância da atmosfera é a presença de aerossóis. A radiação solar à superfície também varia de intensidade ao longo do ano (Fig. 3.4), como consequência da variação das relações de geometria Sol-Terra, como seja a declinação solar.

15 Quadro 3.1. Ângulo zenital do Sol e número (m) de massa da atmosfera. Mitra; 2002.

Data/hora local	Ângulo Zenital (θ°)	$\cos(\theta)$	m ($\propto 1/\cos(\theta)$)	$\ln(R_g)$
11/6; 15h	27	0.891	1.082	6.741
12/6; 17:30	48	0.669	1.441	6.455
12/6; 18.30	73	0.299	3.224	5.649

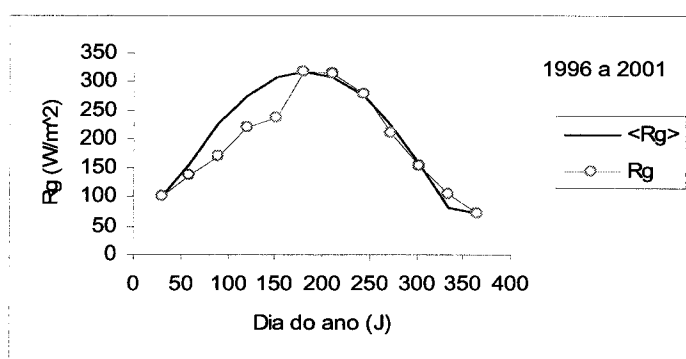


Fig. 3.4. Curva da irradiância (W m^{-2}) global: média mensal observada (R_g). A linha legendada $\langle R_g \rangle$ foi estimada pela equação [3.2]. Período, 1996 a 2001.

30

A curva anual da irradiância, num dado local, também flutua segundo o padrão sinusoidal cuja frequência angular de flutuação é $1.99 \cdot 10^{-7} \text{ rad s}^{-1}$. A densidade de fluxo de radiação diminui com o quadrado da distância, razão pela qual os valores externos se verificam nos solstícios de Dezembro e de Junho. Durante o ano o mínimo da radiação,
35 73.5 W m^{-2} em Dezembro, foi 23% do valor máximo, 318.5 W m^{-2} em Junho, e 38% da

média (193 W m^{-2}). A média anual é explicada em $\pm 10\%$ pelos valores médios da irradiância observada em Março e Setembro, sendo ambos meses típicos do ano (para os quais o desvio é mínimo), na série analisada.

A irradiância num dado local, depende da transmitância da atmosfera, da hora do dia, do dia do ano e da latitude. Ao longo do dia, τ_{ar} é maior ao meio-dia solar e, durante o ano, nos meses de Verão. No período 1996 a 2001, a transmitância média mensal, na Mitra, variou entre 0.054 em Dezembro (humidade relativa: 0.78), e 0.233 em Junho (HR = 0.52), para um valor médio que se cifrou em 0.14 ± 0.06 . A transmitância em Junho foi, em média, 4.3 vezes superior à observada em Dezembro. A transmitância diminui de forma assintótica com o aumento da concentração do vapor de água no ar, dada pela humidade relativa, como foi obtido para o ano médio de 1996 a 2001, sendo $\tau_{\text{ar}} = 0.036 \text{ HR}^{-2.833}$ ($r^2 = 0.80$).

Na Fig. 3.4, está representada a R_g em cada mês, para todo o ano médio (1996 a 2001). A média da curva anual é $193 \pm 83.2 \text{ W m}^{-2}$ e o máximo 319 W m^{-2} (Junho). O quociente entre a média e o máximo é $193/319 = 0.61$, também, próximo de $2/\pi$, tal como observado para o período diurno, não obstante a assimetria da curva anual. Assim, o integral diário da irradiância média ao longo do ano médio foi $16.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e o total anual ascendeu a $6\,086 \text{ MJ m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. A média é, obviamente, válida para o ramo ascendente e para o ramo descendente da curva da radiação de tipo *gaussiano*. O integral da radiação obtém-se multiplicando a equação [3.1] do valor médio do passo de integração (e.g., hora, dia) multiplicado pelo intervalo de tempo conveniente (horas do período de luz; 365.25 dias).

O padrão temporal típico diário e anual que a irradiância apresenta à superfície, é simulado (curva $\langle R_g \rangle$ da Fig. 3.4), para valores pontuais, de forma simples pela relação adimensional:

$$R_g(t) = R_{g(\text{max})} \text{sen}(\pi t/P) \quad [3.3]$$

em que t é o tempo corrente (hora solar ou dia do ano J), para um período luz fundamental (P), típico de 12 h ou de 365 dias em que o máximo ocorre em $t_x = P/2$, i.e., seis horas após a alvorada ou a 30 de Junho ($J = 181$), consoante o caso. Na Fig. 3.4, a radiação global média estimada com base na equação [3.3] é comparada com a curva observada. A equação [3.3] é uma curva de densidade e permite projectar valores instantâneos da radiação a partir de informação mínima, a saber, o valor máximo, ou

médio, ou integral, e o período de integração, geralmente disponíveis em registos meteorológicos.

Em relação ao desempenho da equação [3.3] (mecanística), repara-se primeiro que o ramo ascendente da curva observada, entre Janeiro e Junho, é irregular, possivelmente devido à intermitência da do fluxo de radiação, durante o período de Inverno/Primavera, causada pela nebulosidade variável. Por esta razão, a sobreposição entre valores estimados e observados não é total. Pelo contrário, no ramo descendente da curva da radiação, medida entre Junho e Dezembro, a concordância é quase total, pois, esse ramo reflecte uma evolução suave da irradiância, portanto, dominada pela geometria Terra - Sol que determina a densidade de fluxo incidente, associada apenas à declinação solar, para condições de nebulosidade sensivelmente constantes. É importante registar que a média da curva simulada, mesmo assim, é 209 W m^{-2} contra 193 W m^{-2} da observada, uma sobrestimativa de 8.1%; pela mesma ordem, o integral anual estimado é $6\,398 \text{ MJ m}^{-2}$ e excede em 5.1% o valor do integral observado no ano. A irradiância acumulada durante o ano médio, distribuída por trimestres e integrais diários típicos, foi a seguinte (quadro 3.2):

Quadro 3.2. Distribuição anual da radiação global por trimestre e respectivos integrais diários médios no ano médio 1996/2001. Mitra.

Radiação acumulada em três meses, MJ m^{-2}	Jan. - Mar.	Abr. - Jun.	Jul. - Set.	Out. - Dez.
	1 062.	2 029.4	2 124.6	873.7
Média diária: $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$	11.8	22.3	23.1	9.5

Uma condição importante a exigir da simulação é a convergência entre valores extremos estimados e observados, o que foi desempenhado pela equação [3.3] em relação ao máximo (319 W m^{-2}) e à oportunidade de ocorrência do mesmo em Junho, (vide Fig. 3.4). A sobreposição dos extremos mínimos da irradiância foi igualmente possível por manipulação, nesses pontos, do dia em que se verificaria o máximo. O desvio observado entre as duas curvas não é significativo, sendo da ordem de grandeza do coeficiente de variação da irradiância média diária.

Finalmente, tendo em conta que o papel fundamental da radiação à superfície do fitossistema é o de fornecer a energia necessária a processos biofísicos, nomeadamente

a fotossíntese e a transpiração, dos quais depende a produção primária; considerando o percurso da radiação a partir do topo da atmosfera até à fronteira superior do fitossistema, a transmitância da atmosfera é uma medida da eficiência climática (ϵ_a). Seja, pois, $\epsilon_a = \tau_{ar}$ em que o valor máximo de referência pode ser tomado como 0.78 em Junho, como vimos, para céu limpo.

A curva anual da transmitância máxima em função da nebulosidade (neb) é

$$\langle \tau_{neb} \rangle = \tau_o (2/\pi) (1 - neb) \quad [3.4]$$

onde $\tau_o = \tau_{max}$, teoricamente medido em Junho e atribuído ao dia $J = 182$ ao meio-dia, solar. Os valores observados foram $\tau_o = 0.78$ para a média diária correspondente de 0.23, no ano médio (Fig. 3.4). A média esperada para a transmitância máxima é $\langle \tau_o \rangle_{ano} = 0.78(2/\pi)^3 (1 - 0) = 0.20$. A equação [3.4] de base deve ser corrigida para a nebulosidade observada. A transmitância média anual observada é 0.14, como vimos, que corresponde à nebulosidade média anual de 0.32. Com efeito, $0.2(1-0.32) = 0.14$.

Radiação difusa

A componente difusa da radiação global (R_d) compreende a radiação reflectida pelas nuvens e pelos corpos à superfície e, ao contrário da radiação directa (R_s), não tem carácter direccional, podendo considerar-se isotrópica. No dia 15 de Maio de 2002, entre as 16 e as 16:30, foram feitos 17 registos de valores médios da radiação difusa, sob céu limpo, de séries de cinco leituras. A radiação difusa medida em densidade de fluxo fotónico (DFF) foi de $142 \pm 3.69 \mu\text{mol} [\text{fotões}] \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ou 0.099 ± 0.017 (i.e., 9.9%), em relação à DFF (direccional) igual a $1\,433 \pm 54.5 \mu\text{mol} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, medida na horizontal. Logo, 10% da radiação global incidente é difusa. A radiação difusa aumenta ao nascer e ao pôr-do-Sol quando o ângulo zenital é maior; em dias de céu nublado, $R_g = R_d$, naturalmente. A densidade de fluxo da radiação difusa induz o encerramento dos estomas, ficando a perda de água pelas plantas reduzida à transpiração cuticular.

30

Duas formas de expressão da densidade de fluxo da radiação

Há várias formas, interconvertíveis, de exprimir a densidade de fluxo radiante, duas delas já utilizadas neste capítulo: a densidade de fluxo energético (W m^{-2}) e a densidade de fluxo fotónico (DFF) ou quântico. A interconversão é como segue, recorrendo a um caso real. De 1 a 6 de Junho (2001) a radiação global máxima medida por um

35

piranómetro, às 13h, foi $687 \pm 16.5 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (ou W m^{-2}). A densidade de fluxo fotónico simultânea e medido por um sensor quântico foi $1\,591 \pm 17.3 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O factor de conversão instrumental é, pois, $2.32 \pm 0.03 \text{ } \mu\text{mol [fotões] J}^{-1}$.

O valor teórico esperado, para o factor de conversão, obtém-se a partir da relação de Planck, $e(\lambda) = hc/\lambda$, para a energia do fóton, dado λ . O comprimento de onda mediano do espectro visível (400-700 nm) é $\lambda = 5.5 \times 10^{-7} \text{ m}$ e a energia média do fóton correspondente é $3.6 \times 10^{-19} \text{ J}$ por fóton; $1 \text{ } \mu\text{mol [fotões]}$ é 10^{-6} vezes o número de Avogadro ($N = 6.023 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$) ou $6.023 \times 10^{17} \text{ fotões}/\mu\text{mol}$. Obtém-se, então, $0.218 \text{ J}/\mu\text{mol}$ ou $4.594 \text{ } \mu\text{mol/J}$ para a banda do visível. A fracção do visível ($\sim 400\text{-}700 \text{ nm}$) no espectro total ($\sim 400\text{-}1100 \text{ nm}$) da radiação global é aproximada pela razão entre os intervalos espectrais (de comprimento de onda) de resposta instrumental, *i.e.*, $300/700$, ou 0.484 . Por conseguinte, o factor de conversão procurado é $0.484 \times 4.594 \text{ } \mu\text{mol J}^{-1}$ ou $2.22 \text{ } \mu\text{mol J}^{-1}$ para converter a densidade de fluxo radiante ($\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) do espectro total em densidade de fluxo fotónico do visível ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Inversamente, medida a DFF, divide-se por $2.22 \text{ } \mu\text{mol J}^{-1}$ para obter R_g (W m^{-2}). Logo, $1\,591 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ corresponde a 717 W m^{-2} , com desvio médio de 2%.

3.2.2 Temperatura do ar e tempo térmico

A temperatura de um corpo/sistema é uma propriedade termodinâmica que mede a energia interna do sistema se esta for descrita apenas pela agitação molecular, de acordo com a teoria cinético-molecular. Esta propriedade determina se existe a possibilidade de fluxo de calor entre o corpo e a sua vizinhança (exterior). Se um dado corpo, ou sistema, está em equilíbrio termodinâmico (térmico) com o exterior, não há trocas de energia sob a forma de calor entre sistema e a sua vizinhança. A referida condição de equilíbrio térmico verifica-se entre todos os corpos presentes numa sala, onde não incida a radiação solar, independentemente dos materiais constituintes. Pelo contrário, se a condição de equilíbrio térmico se não verifica, há trocas de calor: o sistema cede calor ao exterior se for mais quente e recebe calor do exterior se for menos quente. Em qualquer dos casos, os dois sistemas em interacção sofrem variação das respectivas temperaturas em valores iguais, em obediência à lei da conservação da energia.

De acordo com o método utilizado para a sua determinação, a temperatura diz-se termodinâmica (escala Kelvin), radiativa (teoria da radiação do corpo-negro) ou

aerodinâmica (transferência de calor por convecção e turbulência). A medição da temperatura explora sempre uma propriedade física da matéria que se sabe relacionar-se com a variação da temperatura, como por exemplo, a variação do volume do mercúrio confinado num tubo capilar.

5 A temperatura é uma das variáveis ambientais que condicionam as taxas das reacções bioquímicas, em geral, que podem ser medidas pelo Q_{10} . Nas plantas, em particular, vários processos da actividade vegetal estão relacionadas com a temperatura. A propósito, na ausência de informação mais fidedigna, a temperatura do ar é considerada como sendo uma boa aproximação da temperatura dos seres vivos que vivem num certo
10 *habitat*. No caso das plantas, o rigor desta asserção depende de que parte da planta se refere, pois, esta raramente entra em equilíbrio com o ar ambiente e os regimes térmicos do sistema radical, do meristema apical e das folhas são certamente diferentes.

A Fig. 3.5 mostra a curva da evolução horária da temperatura média do ar no dia 1 de Junho de 2001. No gráfico (Fig. 3.5), a temperatura mínima de 13.2 °C foi registada às
15 6h e a máxima absoluta de 43.8 °C às 12 horas (solar); a temperatura decresceu a partir do máximo e atingiu 15.9 °C, à meia-noite. A temperatura média diária correspondente foi de 28.1 °C. Como a temperatura nos dois limites de integração são diferentes, a curva $T_a(t)$ é assimétrica em relação ao máximo. Além disso, é evidente a existência de um patamar entre às 12 e às 16 horas. Para trabalharmos com a
20 comodidade de um certo grau de incerteza, reparemos que o tal patamar é representado pela média de 43.3 ± 0.7 , intervalo de variação de um erro-padrão que contém a máxima absoluta. Este procedimento permite flexibilidade operacional, nomeadamente na escolha do tipo de integração, no caso a integração trapezoidal.

A comparação entre a temperatura máxima e a média revela o factor 0.64, como
25 acontece com a radiação, para a derivação da média, dado o máximo. Deste modo, a modelação da temperatura obedece ao mesmo tipo de função utilizada para a radiação, com adequada adaptação. A linha no gráfico da Fig.3.5 foi ajustada aos valores observados da temperatura com recurso à equação de desvio em relação à média,

$$30 \quad T(t) = \langle T \rangle + 0.5(T_x - T_n) \cos[\pi(t - t_x)/24] \quad [3.6]$$

para um dia com temperaturas média, mínima e máxima iguais a $\langle T \rangle$, T_n e T_x , respectivamente. A semi-diferença é a amplitude (15.3 °C) de flutuação diária da temperatura em torno da média (28.1 °C); a função de onda $\cos[...]$ é o factor de

flutuação periódico, com frequência angular de flutuação $(2\pi/24)$ rad h^{-1} . A física do fenómeno permite que a origem do tempo seja deslocada para t_x . A equação [3.6] funciona bem durante o período de luz, após o nascer do Sol, mas sobrestima a temperatura entre às 4 e às 8 horas da manhã. No entanto, a sua validação assenta na
5 manutenção dos valores típicos da curva observada.

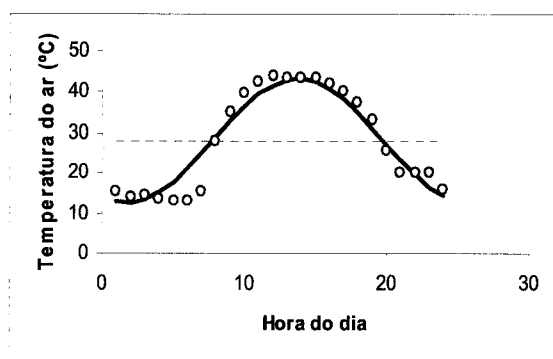


Fig. 3.5. Evolução da temperatura média horária no dia 1/6/2001.: média do dia (- -): 28.1 °C.. A linha é a curva ajustada com a equação [3.5]. Hora solar \approx hora oficial menos 2h.

20 Ao longo do ano, a curva da temperatura pode defini-se com base na temperatura média mensal. No ano médio (1996/2001), a temperatura média mensal aumentou de 10.9 ± 2.4 °C, em Janeiro, para o máximo, em Julho, de 24.3 ± 1.7 °C e atingiu o mínimo absoluto de 10.2 ± 2.5 °C, em Dezembro. As temperaturas em Janeiro e em
25 Dezembro não são significativamente diferentes, entre si. A amplitude máxima absoluta atingiu 34.6 ± 2.9 °C (Julho) e a mínima absoluta 5.6 ± 3.2 °C (Dezembro), o que dá uma amplitude térmica anual de 14.5 °C. A temperatura média anual cifrou-se em 16.3 ± 6.3 °C.

O interesse da temperatura neste estudo é duplo: termodinâmico e ecofisiológico. Por um lado, a temperatura condiciona a termodinâmica do ar húmido no fitossistema,
30 cálculo da pressão de vapor e outros potenciais de fluxo; por outro lado, define a *disponibilidade térmica* do bioclima para o binómio crescimento/desenvolvimento vegetal, o que requer a identificação dos limites biofísicos de validade do conceito de temperatura base (T_b) (mínima), acima da qual o processo se manifesta, na espécie em causa, a temperatura de inibição (T_d), duração do ciclo vegetativo (Δt) e temperatura
35 média ($\langle T \rangle$) correspondente. O conceito de tempo-térmico (Monteith, 1977) enquadra o de tempo fisiológico, útil na descrição dos estados fenológicos, em particular nas plantas.

O tempo-térmico (dia-grau: DG) ou tempo fisiológico (τ) é calculado como $\tau = DG = \sum_i (<T_i> - T_b)$. Para todo o ano $i = 365$ dias e $\Sigma DG = 365(16.3 - 5.6) = 4\ 139$ dia °C, com $T_b = 5.6$ °C (arbitrado igual a média do mínimo absoluto anual), favorável às espécies vegetais mesotérmicas. É claro que T_b , para a vegetação, é inferior à T_b dos insectos que dela se alimentam. A distribuição anual do tempo-térmico por trimestre é discriminada no quadro 3.3, em que nesta base o período de Abril a Setembro representa 67% do potencial produtivo.

10 Quadro 3.3. Distribuição anual do tempo térmico por trimestre no ano médio 1996/2001. Total: $\Sigma DG = 4\ 139$ dia °C, com $T_b = 5.6$ °C.

Tempo-térmico (dia-°C) acumulado em três meses,	Jan. - Mar.	Abr. - Jun.	Jul. - Set.	Out. - Dez.
	626	1166	1617	738
%	15.1	28.1	39.1	17.8
Ano	---	---	---	4 139

3.2.3 Défice de vapor de água e discriminação ambiental da eficiência do uso da água

A humidade atmosférica no fitossistema foi quantificada através da pressão (e) do vapor de água para o cálculo do potencial de fluxo de vapor. Considerando o fluxo vertical, o vapor de água na atmosfera flui devido à diferença concentração, equivalente à diferença de pressão (DPV) de vapor, entre dois pontos arbitrariamente escolhidos. DPV é o défice de pressão, calculada por

$$20 \quad DPV = 1 - e/e_s(T) \quad [3.7]$$

sendo, $e_s(T)$, a pressão de vapor saturante, função da temperatura do sistema; o quociente $e/e_s(T)$ é a humidade relativa (HR) do ar e, dadas a temperatura e a humidade relativa, calcula-se $DPV = (1 - HR) e_s(T)$. Várias fórmulas existem para a determinação da pressão de vapor, a temperatura T , sendo muito divulgada a equação empírica de Tetens, que usada por Smith *et al.* (1992):

$$25 \quad e_s(T) = 0.611e^{\left[\frac{17.502T}{240.97+T}\right]} \quad [3.8]$$

A pressão de vapor saturante é, pois, função exponencial da temperatura; na equação [3.8], a temperatura está em °C e $e_s(T)$ em kPa, sendo a expressão válida entre 0 e 45 °C.

O gráfico da página seguinte mostra a evolução do défice de DPV , como exemplo da aplicação das equação [3.7] e [3.8] a valores medidos da humidade relativa e da temperatura.

Na Fig. 3.6, a curva diária do DPV pode considerar-se como tendo limites de integração em 8 h e 24 h (hora solar) O ponto médio é dado por $t = 16$ h, portanto 8 h após o começo do dia, duas horas de atraso em relação à temperatura do ar e 3 horas em relação à radiação solar. Este enviesamento positivo da curva diária de DPV estabelece o factor de escala 0.71 para “reduzir” o máximo à média correspondente:

$$(DPV)_{\text{méd}} = 0.71(DPV)_{\text{max}} \quad [3.9]$$

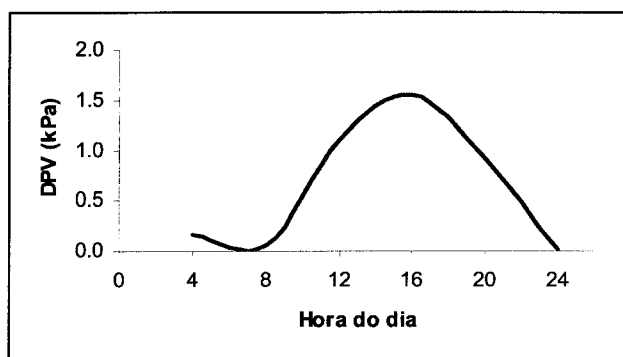


Fig. 3.6. Evolução da média de 4 horas do défice de pressão de vapor (DPV) no dia 1 de Junho de 1999. Mitra. Hora solar = hora civil menos (1.5 a 2) h.

25

As propriedades matemáticas das curvas da irradiância e do DPV serviram de critério para a escolha da oportunidade das medições sistemáticas da taxa transpiratória do sobreiro, no período diurno, sob a influência combinada da irradiância máxima e do DPV máximo. A utilidade prática deste critério será discutida em secção própria. Como foi referido na secção anterior, raramente a folhagem transpirante de uma superfície vegetal entra em equilíbrio térmico com o ar, tendo a questão carácter probabilístico (*cf.*, Fontes, 1992; Lima *et al.*, 1995). Por esta razão, em rigor, o potencial de fluxo de vapor de água, como o fluxo transpiratório, é o défice de pressão de vapor folhagem - ar ($DPVFA$). Como, na maioria dos casos, não existem registos da temperatura (T_c) da superfície do coberto vegetal, importa quantificar o erro cometido ao utilizar a temperatura do ar, medida a 2 m acima do solo. Valores de temperatura radiativa de elementos da superfície constituem informação básica, no âmbito do balanço energético, como teremos oportunidade de analisar (secção §3.9).

35

No quadro 3.4, podem apreciar-se diferenças de DPV consoante a temperatura da superfície húmida, considerada como fonte de vapor de água, à data e nas condições indicadas.

No dia 20 de Maio ($J = 140$; 2002), ao meio-dia solar, a temperatura do ar foi de 26.5 °C, radiação global de 506 W m^{-2} , velocidade do vento, 2.2 m/s; $DPV = 0.9 \text{ kPa}$. O solo
 5 tinha plena disponibilidade hídrica desde a camada superficial. Esse dia foi um dia ameno. Entre 15 de Maio e 12 de Julho (2002), numa série de 13 datas, DPV máximo variou entre 1.3 kPa (*i.e.*, 12/07) e 5.1 kPa (11/06), série cuja média foi $2.8 \pm 1.0 \text{ kPa}$. Nesta amostra, a média diária correspondente estima-se em $0.71(2.8) = 2.0 \text{ kPa}$
 10 (equação [3.9]).

Quadro 3.4. Temperatura radiativa de várias superfícies; pressão de vapor, $e_s(T)$; diferença térmica ($T - T_a$) entre a superfície e o ar; défice de pressão de vapor (DPV).
 15 $T_a = 26.5 \text{ °C}$; $u = 2.2 \text{ m s}^{-1}$; $R_g = 506 \text{ W m}^{-2}$. Mitra, 13:00-13:30 h; 20/Maio/2002.

Superfície	Temperatura (°C): (intervalo) média \pm e.-pad	$e_s(T)$ (kPa)	Diferença térmica em relação ao ar $T - T_a$ (°C)	DPV (kPa) em do elemento em relação ao ar.
Sobreiro (copa) [0.8, 1.6] m	(25 a 18) 22.4 ± 1.8	2.7 ± 0.3	(-8.5 a 1.5) -4.1 ± 1.8	1.6
Pinheiro (copa) [1.5, 2.5] m	(24 a 19) 21.8 ± 1.0	2.6 ± 0.2	(-7.5 a 2.5) -4.7 ± 1.0	1.6
Gramíneas ($< 0.3 \text{ m}$)	(29 a 24) 26.1 ± 1.5	3.4 ± 0.3	-2.5 a 0.5 -0.8 ± 1.0	2.0
Superfície do solo	(48 a 36) 41.2 ± 3.7	8.0 ± 1.6	(9.5 a 21.5) 14.7 ± 3.7	4.8
Atmosfera (a 2 m)	26.5	2.1	0.0	0.9

É interessante a sugestão (ver Quadro 3.4) de que a geometria da superfície
 20 influencia a sua relação de estabilidade termodinâmica com o ar em regime turbulento (naturalmente até certo limite). As copas esferóides dos sobreiros e dos pinheiros-mansos, com alturas entre 1 e 2 m, aproximadamente, interagiram com o ar de tal forma que as suas temperaturas foram consistentemente inferiores à do ar mas semelhantes entre si. O atraso térmico ($T_c - T_a$) médio da vegetação, em relação ao ar, foi -4 °C (*i.e.*,

sobreiro), $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (pinheiro) e $-0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (gramínea; diferença que não é significativamente diferente de zero).

A superfície transpirante da gramínea, altura entre 20 e 30 cm aquece mais do que as árvores jovens das espécies indicadas, indicando que a resistência radiativa na
5 vegetação baixa é maior do que na vegetação alta. O gradiente vertical do *DPVFA* fluxo de vapor de água é, por isso, maior na gramínea.

No solo, a temperatura superficial foi muito mais elevada do que a dos restantes elementos de superfície, tendo excedido em $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ a temperatura do ar, a 2 m de acima do solo. No entanto, a temperatura radiativa do solo será sempre superior à da folha
10 gigante não transpirante (com água confinada no seu interior) devido a duas razões fundamentais: a) o solo tem menor calor específico do que o material vegetal e este menor que a água; b) o solo irradia só por uma frente, ao contrário das folhas. Ou seja, o solo é menos eficiente do que as folhas nas trocas energéticas com o ar. De acordo com o quadro 3.4, a temperatura média do sistema ($22.4 \pm 2.44\text{ }^{\circ}\text{C}$) tende a ser positivamente
15 enviesada pela temperatura do solo, deslocando-se aquela para $27.6 \pm 7.89\text{ }^{\circ}\text{C}$). O grau de coberto (C) vegetal tem um efeito de regulador térmico.

A consequência directa da relativamente baixa eficiência do solo nas trocas térmicas com o ar é que, por estar sempre mais quente que este, tem maior potencial de evaporação, durante o dia. Acresce ainda o facto da “película” (não camada!) superficial
20 do solo, estar sempre seca. Em conclusão, é sempre introduzida uma incerteza, de magnitude variável, quando é utilizada a temperatura do ar para inferir a pressão de saturação de vapor de uma vegetação activamente transpirante se não forem tidas em conta outras causas que controlam a temperatura da folhagem, nomeadamente, a geometria da superfície e a sua interacção com o vento, a radiação disponível, regime
25 hídrico, etc.. Uma chamada de atenção para a importância do peso relativo do grau de cobertura ($GC \leq 1$) vegetal e do solo nú. No exemplo em discussão, a temperatura do sistema iguala a temperatura do ar para $C = 0.97$, *i.e.*, caso das gramíneas, e 0.03 para o solo. Com efeito, à data referida, a gramínea cobria *totalmente* o solo. Uma vegetação cobre “completamente” o solo para $C > \sim 0.7$ (Richtie, 1983; Smith, *et al.*, 1992).

30

DPV e discriminação ambiental da eficiência do uso da água

A noção do “potencial transpiratório” da planta e o défice de pressão de vapor (*DPV*, ou *D*) do ar são indissociáveis do conceito de produtividade primária da água nos

ecossistemas agroflorestais. Sinteticamente, a eficiência do uso da água (WUE , *i.e.*, kg de biomassa (fitomassa) seca (BM) por kg de água transpirada) e o DPV variam em sentido contrário e, não sendo a relação inversamente proporcional, a ordenada na origem é diferente de zero (Moreira, 1981; Tanner & Sinclair, 1983). A análise conduz
5 à expressão linear decrescente $WUE = \alpha + \beta D^{-1}$ que é apenas aparentemente hiperbólica; o inverso da eficiência do uso da água define o custo hídrico marginal da fitomassa ($CHB = 1/WUE$).

Mais pormenorizadamente, define-se $WUE = (F_b - R_p)/(U + E_v)$, podendo cada termo presente na equação ser definido mecanisticamente; o numerador representa a
10 fotossíntese líquida (diferença entre a fotossíntese bruta (F_b) e a respiração total (R_p) e o denominador representa a água gasta pelo ecossistema na transpiração (U) e na evaporação (E_v) não biológica. Numa análise detalhada, é conveniente a discriminação da respiração total na respiração de crescimento (R_c), que é função Q_{10} da temperatura dos tecidos (*cf.* Monteith, 1972), e na respiração de manutenção (R_m), que é função da
15 biomassa presente (Caylor & Shugart, 2004).

A equação de definição da WUE encerra complexidade, resultante da independência apenas parcial entre a fotossíntese e a transpiração, função do DPV . Pelo menos, estes dois processos fisiológicos dependem da condutância estomática e da radiação solar e, também, da condutância aerodinâmica. Do ponto de vista fitoclimático, a relação entre
20 WUE e D não prevê ser possível a produção vegetal em ambientes com atmosfera saturada (com $DPV = 0$), utilizando os actuais e naturais genomas vegetais. Além disso, a diminuição da WUE preconizada pela mesma relação implica o aumento do custo biológico marginal da água transpirada à medida que o grau da secura atmosférica aumenta, quando a água do solo não é limitante.

Em termos mais práticos, pode definir-se $WUE = \Delta BM / \Delta U$, que é a razão entre o
25 incremento Δ da fitomassa (kg [BM] m^{-2}) pelo incremento da água transpirada (em kg [H_2O] m^{-2} [solo]), no mesmo intervalo de tempo. Para averiguarmos a tendência sazonal da MEF do sobreiro, cingimo-mos apenas às determinações feitas em 19 de Abril (dia do ano 109), 03 de Maio (dia 123), 03 de Julho (dia 154) e 07 de Agosto (dia 219) de
30 2002, o que determina três intervalos de tempo sequenciais; a série correspondente da MEF foi 93, 117, 153 e 190 g [MF] m^{-2} [folha], em que cada valor se refere a uma amostra de trinta folhas colhidas em dez árvores. A multiplicação da MEF pelo índice de área foliar (LAI) médio igual a 3.3 m^{-2} [folhas] m^{-2} [solo], o valor representativo do

intervalo 3.0–3.54 (ver Secção §3.8), converte a *MEF* em biomassa foliar (*BMF*), enquanto a água transpirada por unidade de área do terreno foi determinada com base na estimativa do fluxo de seiva (Secção §3.9.3.1).

Nos três intervalos de tempo referidos, a *WUE* referente às folhas (portanto subestimada) atingiu 3.03, 1.13 e 2.07 e g [*BMF*] kg⁻¹ [H₂O]; pela mesma ordem, a média do *DPV* igualou 0.89, 1.0 e 1.48 kPa e se forem consideradas duas classes de *DPV*, *i.e.*, menor ou igual e superior 1.0 kPa, a eficiência do uso da água é recalculada como 2.08 e 2.07 g [*BMF*] kg⁻¹ [H₂O]. De qualquer modo, a *WUE* mostrou uma tendência temporal decrescente e o menor valor indicado (= 1.13) correspondeu ao período em que a transpiração foi mais elevada. No entanto, se o aumento da *BMF* foi contínuo entre 19 de Abril e 07 de Agosto e a transpiração começou a diminuir a partir de 15 de Junho (Secção §3.8; Fig. 3.38), a diminuição sazonal da *WUE* evidenciada pela árvore é atribuída à uma maior sensibilidade da transpiração ao encerramento dos estomas do que a fotossíntese, em resposta ao aumento do *DPV*, essencialmente para valores superiores a 1.5 kPa.

Quadro 3.5. Défice de pressão de vapor (*DPV*; kPa) do dia médio mensal, no quinquénio 1996 a 2001 (linha superior) e em 2002 (linha inferior).

<i>DPV</i> kPa	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1996/ 2001	0.30	0.46	0.67	0.66	0.72	1.51	1.73	1.36	1.25	0.84	0.46	0.28
2002:	0.29	0.40	0.49	0.62	0.75	1.19	1.51	1.38	0.76	0.61	0.38	0.31

20

A curva anual do *DPV* no local de estudo em 2002 exibiu a mesma tendência que no período plurianual 1996–2001 (quadro 3.5), mostrando que o *DPV* é consistentemente superior a 1.0 kPa a partir de Junho, inclusive. Para o período pluri-anual, o intervalo médio do *DPV* máximo mensal foi 1.73 ± 0.52 kPa, em Julho, a média da curva anual foi 0.88 kPa e o intervalo médio mínimo foi 0.3 ± 0.07 kPa (comum aos meses de Janeiro e Dezembro).

Em termos ecofisiológicos, no período chuvoso e relativamente frio, com valores mínimos do *DPV*, a actividade vegetal das quercíneas perenifólias é essencialmente refreada e limitada pela luz insuficiente e pelas baixas temperaturas (termoperiodismo) (López *et al.*, 2001b; Sá, 2001). O máximo da curva do *DPV*, no Verão, coincide com os máximos da radiação e da temperatura e com o mínimo da água disponível no solo.

30

A falta de água associada ao aumento do *DPV*, na sequência da transição da Primavera para o Verão, induz o *stress* hídrico e promove a foto-inibição que, juntos, acabam por provocar a diminuição da capacidade fotossintética e da eficiência de carboxilação das folhas do sobreiro, efeitos que são amplificados pelo aumento da temperatura da folha (Tenhunen *et al.*, 1985: Fig. 7; p. 316). A tripla agressão ambiental de *stress* hídrico, 5 térmico e foto-inibitório pode explicar a diminuição da *WUE* da árvore.

3.2.4 Variação temporal e espacial do vento e a resistência aerodinâmica

O vento é ar em movimento promovido pela diferença de pressão atmosférica entre 10 volumes elementares de ar no campo da pressão atmosférica. O facto da pressão de um gás (ar) ser determinada pela temperatura, é intuitivo que na origem das flutuações da pressão atmosférica observadas, estão as flutuações térmicas aleatórias. Existe, então, um campo da pressão associado a um campo térmico e ambos manifestam gradientes temporal e espacial. Nos sistemas naturais, a temperatura é determinada por radiação 15 (irradiância) e existe aquecimento desigual entre os continentes, as grandes massas de água e a própria atmosfera. Logo, na origem dos ventos estão duas transformações energéticas: a transformação da energia radiante em energia térmica e da energia térmica em energia cinética do ar.

Os gradientes de pressão são responsáveis pela turbulência mecânica do ar enquanto 20 os gradientes térmicos pela turbulência convectiva e ambos os tipos de turbulência são influenciados pelo estado da superfície, no sentido de que os elementos rígidos à superfície constituem obstáculos naturais ao vento e os gradientes térmicos entre a superfície e o ar podem atingir valores apreciáveis.

A análise espacial clássica destas entidades em micrometeorologia baseia-se nos 25 gradientes verticais da temperatura e da componente horizontal da velocidade ($u(z)$) do vento (*cf.*, Geiger, 1965; Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Unsworth, 1998), na camada de ar até cerca de dois metros acima da superfície.

A. Variação temporal do vento

Na Fig. 3.7, apresenta-se a crónica de $u(t)$ num “ponto”, à cota $z = 1.7$ m e durante 24 30 h, em que a velocidade do vento foi captada com uma frequência de leitura de 10 s e média registada de 10 minutos, no período de 24 h (1440 min). A curva $u(t)$ representa a velocidade média em intervalos de 10 min e as amplitudes de flutuações aleatórias

aumentam com o avançar do dia, sendo mais acentuadas em torno do meio-dia solar, enquanto o coeficiente de variação se mostra sensivelmente constante. A curva $u(t)$ cobre o intervalo entre 0.0 e 3.5 m s⁻¹. Durante a noite, o ar foi relativamente calmo (*ca.* 1 m s⁻¹) enquanto, durante o dia, o regime do vento foi moderado; a média diária de u foi 1.7 ± 0.9 m s⁻¹. Nesse dia, a razão entre velocidade diurna e a / velocidade nocturna do vento foi $1.9/1.4 = 1.4$, diferença que pode ser atribuído à variação da temperatura do ar.

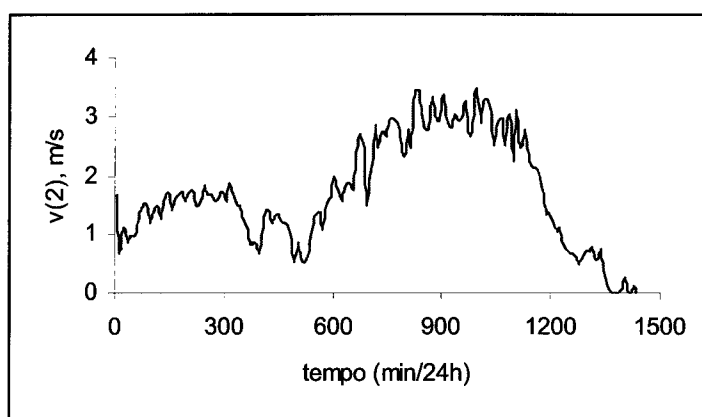


Fig. 3.7. Flutuações aleatórias da componente horizontal da velocidade do vento (m/s) num “ponto” ($z = 1.7$ m), captadas com frequência de 10 s e escrita a média de 10 min durante o período de 24h em 31/03/98.

A comparação entre a Fig. 3.8 e a Fig. 3.7 mostra que o intervalo de variação diminuiu de [0.0, 3.5] para [0.4, 2.9] m s⁻¹, quando o passo de integração foi alargado de 10 min para 240 min (4 h). No entanto, a média e o respectivos desvio-padrão são conservados, podendo afirmar-se que o período de integração de 4 horas é suficiente para representar a variação diária da velocidade de vento, com a vantagem da poupança de 552 bits por dia da capacidade de armazenamento do sistema rígido de dados. Resultou uma evolução diária unimodal da velocidade do vento (Fig. 3.8) que oferece a possibilidade de poder ser modelada matematicamente com menos incerteza (todavia menos realisticamente) do que aquela produzida por uma modelação estocástica. A eficiência computacional e robustez do cálculo é sempre um objectivo a atingir em modelação. A velocidade média mensal do vento, ao longo do ano, é apresentada no quadro 3.6.

A velocidade média mensal do vento é quase constante, tendo variado entre 2.5 e 3.1 m s⁻¹ (quadro 3.6), que caracteriza um regime aerodinâmico moderado. A velocidade do vento pode ser expressa em diferentes resoluções temporais; os mesmos dados da Fig. 3.7 estão resumidos na Fig. 3.8 para períodos de 4 h, em 31 de Março de 1998.

Quadro 3.6. Velocidade média do vento ao longo do ano. Média anual: $2.7 (\pm 0.2) \text{ m s}^{-1}$; limites de variação 2.4 e 3.1. Altura do anemómetro (CGE), 4 m. 1996 a 2001.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
<i>u</i>												
m/s	2.9	2.7	2.7	2.9	2.4	3.1	3.0	2.8	2.5	2.6	2.6	2.5

5

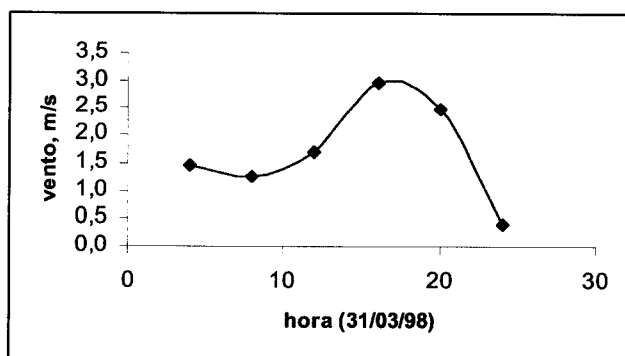


Fig. 3.8. Velocidade do vento a 1.7 m acima do solo no período de 24 h: leitura automática de 10 em 10 s e escrita da média em cada 240 min (4h). Média diária: $1.7 (\pm 0.9) \text{ m s}^{-1}$; intervalo de variação: $[0.4, 2.9] \text{ m/s}$. Data: 31/03/98.

B. Variação espacial: perfil vertical do vento

20

A existência do perfil vertical da componente horizontal da velocidade do vento deve-se à turbulência do ar, o que significa que estão estratificadas superfícies de corrente com velocidades diferentes. Disso, resultam trocas de momento cinético do ar, entre camadas horizontais do ar, o que induz o transporte de outras espécies químicas presentes na mistura gasosa. É necessário determinar a resistência aerodinâmica (r_a) à difusão a esses fluxos, sendo r_a adequadamente quantificada dadas u^* e $u(z)$. Nas condições de superfície indicadas (quadro 3.7), com os parâmetros de geometria $h = 1.4 \text{ m}$, $d = 1.08 \text{ m}$ e $z_{0M} = 0.14 \text{ m}$, as médias da velocidade de atrito e da resistência aerodinâmica foram $u^* = 0.34 \pm 0.03 \text{ m s}^{-1}$ e $r_a = 29 \pm 2 \text{ s m}^{-1}$. Estes são os valores típicos destas entidades físicas do ambiente aerodinâmico da área de estudo.

30

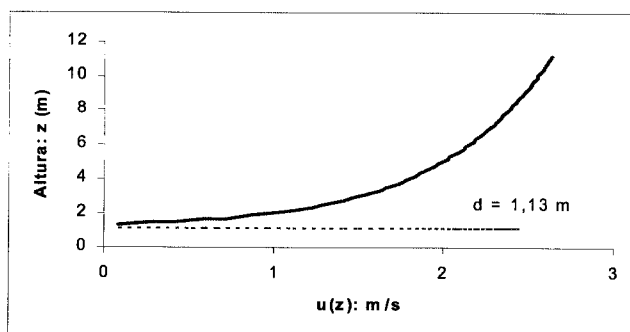


Fig. 3.9. Variação da velocidade do vento com a altura no campo experimental (2001). A velocidade do vento foi medida a 6 m de altura, na estação do Centro Geofísica de Évora (Mitra, 2001), a ca. 200 m de distância do campo de ensaio (para a mudança de referência, ver texto). Características da superfície: $h = 1.47 \text{ m}$; $d = 1.13 \text{ m}$ e $z_0 = 0.038 \text{ m}$ (ambos em % de h).

5 Quadro 3.7. Velocidade de atrito (u^*) e resistência aerodinâmica (r_a) correspondentes aos valores da velocidade média do vento ao longo do ano médio (ver quadro 3.6). Parâmetros: altura da vegetação $h = 1.4$ m, $d = 1.08$ m e $z_{oM} = 0.14$ m. Ano médio 1996/2001.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
u^* m/s	0.36	0.36	0.36	0.39	0.32	0.41	0.40	0.37	0.34	0.33	0.34	0.33
r_a s/m	26	28	27	26	31	24	25	27	29	30	29	30
r_a (0.12) s/m	73	78	77	71	86	67	70	74	81	83	80	83

10 A resistência aerodinâmica depende da altura da superfície sobre a qual o vento exerce a pressão de atrito. A Fig. 3.10 destaca este tópico com base nas curvas da r_a , para a superfície de referência com 12 cm de altura (h_c) e para a superfície arbitrária, com $h = 1.4$ m. Na terceira linha do quadro 3.7 figuram os valores de r_a referentes a à superfície vegetal baixa, com a altura indicada constante, ao longo do ano, e para a qual a média de r_a é 82 ± 6 s m^{-1} ; nota-se que este valor é o quádruplo do valor da resistência aerodinâmica da vegetação alta. É claro que, para $u(z)$ constante, quanto menor r_a (e a altura), menor é a eficiência das trocas de massa, energia e momento entre a superfície rugosa e a atmosfera. Por exemplo, verificámos noutro estudo (Lima, 1996) que a temperatura radiativa (T_c) da relva, com 5 cm de altura e em conforto hídrico no lisímetro (Estação de Culturas Regadas de Alvalade-Sado, I.N.I.A.), era mais elevada do que a temperatura do ar (T_a), no mesmo ambiente em que uma cultura de milho (> 2 m de altura) saudável se mostrava menos quente que o ar.

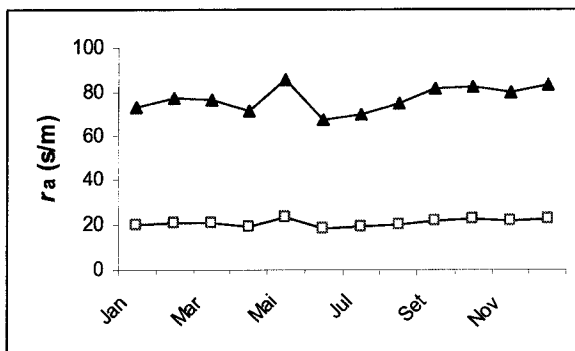


Fig. 3.10. Resistência aerodinâmica ao longo do ano sobre duas superfícies de vegetação com alturas de 12 (- ▲ -) e 140 cm (- □ -).

A conclusão é que diferentes superfícies vegetais em transpiração, que tenham diferentes alturas de rugosidade, desenvolvem regimes de estabilidade atmosférica também diferentes. Em igualdade de outras condições (como total cobertura do solo), o fluxo de calor sensível positivo na relva diminui a energia disponível aí, em relação à energia disponível na cultura do milho. O resultado é a cultura do milho apresentar um coeficiente cultural máximo (para a água transpirada) maior do que o da relva. Esta conclusão está em conformidade com o padrão da *FAO* sobre coeficientes culturais (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998).

10

3.2.5 Precipitação pluviométrica

A distribuição anual característica da precipitação no clima mediterrânico local está ilustrada na Fig. 3.11a-d, referente aos seis ciclos hidrológicos entre 1996 e 2002. Em 5/6 dos anos, a maior parte da precipitação ocorreu nos meses de Inverno, concretamente, nos ciclos hidrológicos mais húmidos de 1996/1997, 1997/1998, 1998/1999, 2000/2001 e 2001/2002.

O ciclo de 1998/1999 foi um ano “seco”, mas com uma distribuição ininterrupta, enquanto o ciclo seguinte (1999/2000), igualmente “seco”, teve uma distribuição irregular e atípica da precipitação mensal. Nesse ciclo, o período de maior concentração (73%) das chuvas deslocou-se para a Primavera, entre Abril (207 mm) e Maio (dias 1 a 15: 68 mm), depois de, entre Setembro de 1999 e Março de 2000, ter acumulado continuamente 26.8% (100.5 mm) do total, à média de ~14 mm/mês.

O gráfico b) revela que os dois primeiros ciclos hidrológicos e os dois últimos, mais húmidos em relação à precipitação média anual de 644 mm para Évora (série climática de 1931 a 1990, *cf.* www.meteo.pt) e os restantes foram “secos”, na medida em que a precipitação anual foi cerca de metade da normal climatológica. Por ordem cronológica, a precipitação anual fez 824.5, 1016, 319.7, 376, 901 e 703 mm por ciclo hidrológico, de Setembro a Setembro. A média da série (*i.e.* 690 mm) superou em 25% a normal climatológica da precipitação e o seu coeficiente de variação (CV) foi 41%. A média para os quatro anos hidrológicos húmidos atingiu 863 mm, com CV igual a 15%.

30

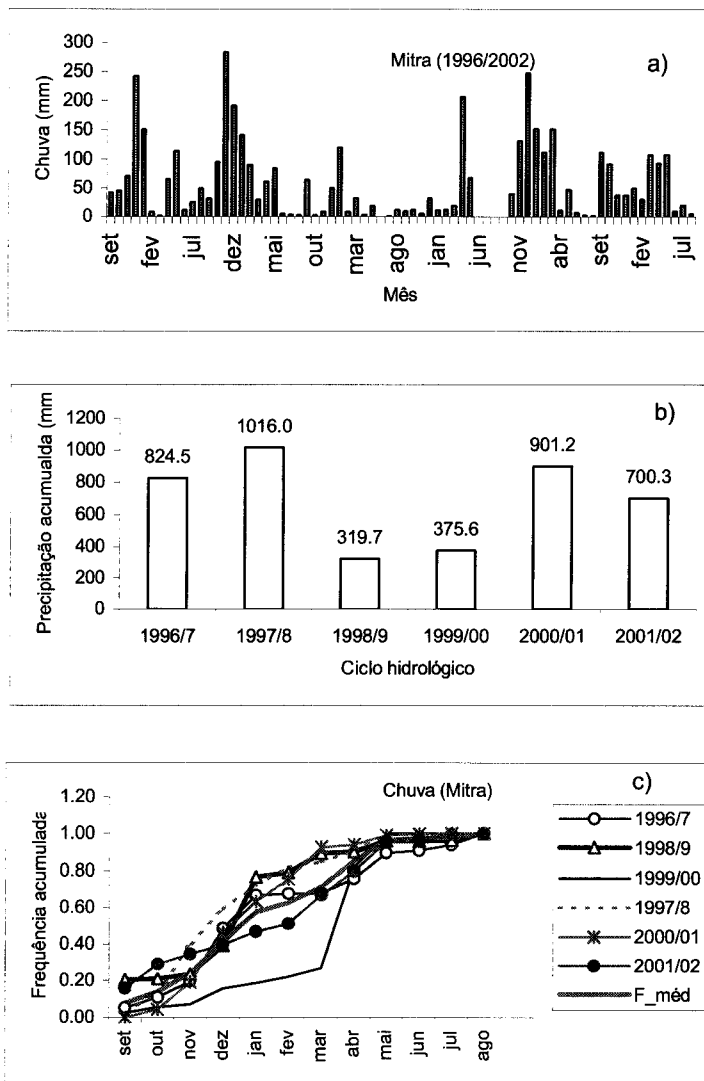


Fig. 3.11 Variação anual da precipitação nos ciclos hidrológicos de 1996/97 a 2000/2002, na Mitra: **a)** precipitação mensal; **b)** precipitação acumulada por ciclo; **c)** distribuição da precipitação relativa (“F_méd” = curva média)

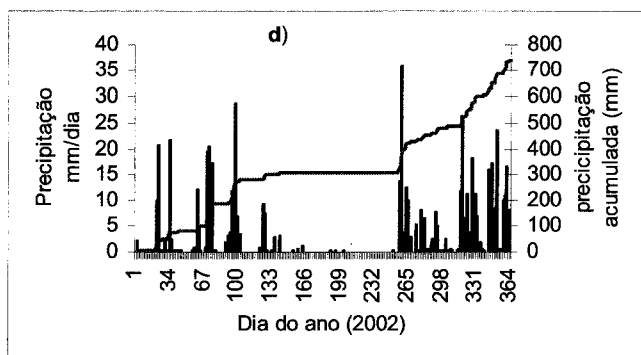


Fig. 3.12. Precipitação diária e anual (738 mm) em 2002, com Verão virtualmente sem chuva.

O conjunto das curvas de frequência no painel c) da figura anterior apresenta distribuições semelhantes à da precipitação média da série, excepto aquela referente ao ciclo seco de 1999/00, com ~27% de déficit de chuva acumulado até o mês de Março. A maior parte (5/6) dos ciclos hidrológicos apresentados determinou, até ao fim do mês e
5 Março, a média da frequência acumulada da precipitação igual a 0.787 ± 0.115 (*i.e.*, entre 67.9 e 92.6%). Em média, portanto, dos 21% (ou 147 mm) da chuva restante, cerca de 85,4% (126 mm) da precipitação primaveril distribuíram-se, essencialmente, entre os meses de transição (Abril e Maio).

Do ponto de vista da relação entre o uso da água pelo ecossistema e a distribuição
10 anual da precipitação, repara-se que as chuvas de Inverno repõem as reservas hídricas do solo, precisamente no período de dormência vegetativa do sobreiro. A água infiltrada nesse período é então absorvida pela árvore mais tarde, na Primavera, após a emissão das novas folhas.

O facto de a elevada taxa de infiltração ($K_s = 1\,084\text{ mm dia}^{-1}$) do solo franco-arenoso
15 superar a intensidade máxima da precipitação cria condições adequadas que minimizam as possibilidades de haver excesso de água na zona das raízes e eventuais situações de anóxia. A adequada drenagem interna do solo é assegurada em condições de solo saturado porque a taxa de infiltração é uma ordem de grandeza superior à intensidade máxima da precipitação diária. Vê-se na Fig. 3.12 que a precipitação máxima diária de
20 “ponta”, em 2002, ocorrida no Outono, atingiu 36 mm dia^{-1} . O resultado da restrição da precipitação diária “significativa” a intensidades $\geq 10\text{ mm dia}^{-1}$ produziu uma série de trinta episódios (dias) que totalizaram 67% do total anual; a sua média correspondente igual a $16.5 (\pm 2.3)\text{ mm dia}^{-1}$ ($\alpha = 0.05$; $n = 30$) é considerada como sendo a intensidade típica da precipitação do clima local da Mitra.

No âmbito da eco-hidrologia dos ecossistemas de tipo savana, a sua dinâmica é
25 determinada pelos recursos hídricos limitados (Joffre *et al.*, 1999; Porporato & Rodriguez-Iturbe, 2002; Baldocchi *et al.*, 2004). Assim, a persistência do ecossistema no tempo, depende da probabilidade de sobrevivência das árvores em resposta aos efeitos da alternância entre anos secos e anos húmidos, bem como da duração dos ciclos
30 de seca climática. Durante os ciclos de seca climática, o fitossistema recruta ou deixa perecer indivíduos, em função dos recursos disponíveis (Friend *et al.* 1997; Rodriguez-Iturbe, 2000). No ciclo anual, a resposta à questão da sobrevivência ao *stress* hídrico sazonal, por exemplo, das quercíneas arbóreas mediterrânicas, obtém-se no quadro dos

múltiplos mecanismos fisiológicos de resistência fisiológica à seca desenvolvidos e adoptados pelas árvores ao longo da sua história evolutiva (Joffre & Rambal, 1993; Joffre *et al.* 1999).

Assim sendo, mais do que a capacidade de armazenamento hídrico do solo, ou o total da precipitação pluviométrica acumulada anualmente nos climas em discussão, a distribuição temporal da precipitação é o aspecto mais relevante a ter em conta no que diz respeito à dinâmica da vegetação e à persistência dos ecossistemas do tipo mediterrânico (Joffre *et al.* 1999; Guswa *et al.*, 2005). A propósito da variabilidade interanual da precipitação, o painel **b**) da Fig. 3.11 ilustra o carácter húmido dos dois anos imediatamente após a implantação do sobreiral e do quarto e do sexto anos seguintes, contrariados pela precipitação anual de classe mínima em anos intermédios, como no caso do terceiro e do quarto anos. O facto de não ter ocorrido défice hídrico significativo nos dois primeiros anos pode explicar, em boa parte, o sucesso da sobrevivência (92%) das árvores.

A frequência (f_m) dos dias húmidos ($p_j \geq 0.2$ mm) é uma importante propriedade da dinâmica estocástica da série temporal da precipitação. O ano médio da série que temos vindo a considerar teve a seguinte distribuição de frequências médias mensais (1996 a 2002), com maior frequência em Janeiro (0.51) e menor em Agosto (0.09):

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
f_m	0.51	0.35	0.38	0.47	0.38	0.15	0.19	0.09	0.30	0.38	0.49	0.49

20

3.3 | Temperatura superficial e perfil térmico do solo para a determinação da condução de calor no solo

3.3.1 Introdução

5 O balanço energético à superfície do solo depende da temperatura superficial e a
variação desta ao longo do dia relaciona-se com a taxa de condução (acumulação) de
energia sob a forma de calor. Nos casos mais comuns, a exclusão de contribuição
geotérmica significativa e a ausência de reacções de desintegração nuclear implicam
que a causa primária da temperatura do solo seja a radiação solar incidente e isto
10 significa que a temperatura superficial tem a mesma tendência temporal que a
irradiância. Igualmente, a temperatura do solo é parcialmente determinada pelas tocas
de calor sensível (convecção) entre o ar e o solo, na interface solo-atmosfera. Deste
modo, a temperatura do solo pode ser relacionada quer com a temperatura do ar quer
com a radiação solar. Assim, a temperatura do solo em qualquer profundidade é
15 interpretada como o resultado da condução do calor, a partir da superfície, induzida pelo
gradiente vertical da temperatura entre a superfície e a profundidade de interesse.

Num fitossistema, as trocas líquidas de energia entre a atmosfera e a superfície
dependem, adicionalmente, do estado físico desta, nomeadamente no que se refere ao
coeficiente de reflexão, à rugosidade, estrutura e grau de ensombramento do solo.
20 Assim, a fitomassa, por extinguir a radiação que a atravessa, condiciona a temperatura
do solo ensombrado, da mesma forma que todos os corpos numa sala estão em
equilíbrio térmico, na ausência de radiação directa. Paralelamente, é conhecida a
importância da absorção e da emissão da radiação electromagnética no balanço
energético à superfície dos corpos, mostrando-se esta ora fonte de calor que aquece o ar,
25 ora sumidouro de calor que arrefece o ar sobrejacente.

O estudo da temperatura dos ecossistemas no âmbito do balanço energético envolve
o fluxo de calor sensível e a condução do calor no solo, o fluxo de calor latente; a
temperatura é também uma variável chave no estudo da disponibilidade da água,
centrada no potencial químico, no tempo fisiológico e taxa de crescimento (fotossíntese
30 e respiração), na taxa de mineralização da matéria orgânica, actividade microbiana.

Nesta secção analisamos a temperatura do solo da superfície até 60 cm de
profundidade, em situações contrastantes de humidade e quantidade de matéria vegetal
presente, em períodos sub-diários, diários e mais longos.



Relacionado com a disponibilidade energética, é objectivo a determinação da condução máxima de calor no solo e da profundidade diária de penetração da onda térmica superficial e do fluxo de calor no solo por condução.

5

3.3.2 | Variação temporal e espacial da temperatura do solo

O regime térmico natural do solo é governado por duas condições de fronteira: o padrão temporal (*e.g.*, anual) da temperatura superficial (T_{sup}) e a temperatura subsuperficial mais ou menos constante a partir de vários metros de profundidade (Givoni, 1994). Em superfícies extensas e homogéneas, “a temperatura de profundidade” iguala a média anual normal (longo termo) da temperatura superficial. Contudo, a nível da microescala, a temperatura superficial é influenciada por factores locais, como a orientação e topografia do micro-relevo, grau de coberto (GC) e humidade; por propriedades intrínsecas tais como a cor (coeficiente de reflexão ou albedo) e a emissividade.

15 A seguir é analisada a evolução diária da temperatura do solo através da apreciação do perfil vertical com medições sistemáticas a 10, 30 e 60 cm de profundidade (z); a temperatura superficial foi apenas medida pontualmente, mas estimada pelo modelo empírico de Parton (1984) que integra os efeitos da biomassa (BM), temperatura do ar e radiação solar incidente. (O modelo de Parton será apresentado no item seguinte que
20 explora o efeito da vegetação sobre a temperatura do solo). Os tratamentos "Lav-pSb.s" e "Lav-pSb.c" de solo lavrado com plantação de sobreiro, sem ("s") ou com ("c") ervas são utilizados para referenciar as variantes de solo nu e de solo coberto, respectivamente.

A análise seguinte aprecia três resoluções temporais dos resultados da temperatura do solo: frequência de 4 horas, diária e sazonal. A temperatura do solo é identificada $T_s(z)$,
25 com z em centímetros.

a) Padrão diário da temperatura em solo nu

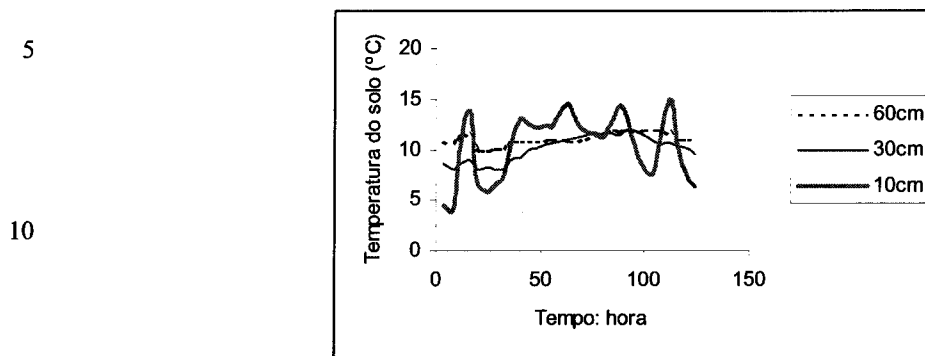


Fig. 3.13 Temperatura do solo nu registada com frequência de 4 horas, a 10, 30 e 60 cm de profundidade, de 1 a 5 de Janeiro (1998). Humidade no solo ($10 \leq z \leq 30$): $\theta = 0.25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ($\theta_{cc} = 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

A Fig. 3.13 exemplifica a evolução diária da temperatura do solo a 10, 30 e 60 cm de profundidade (z), com base em médias registadas de 4 em 4 h, durante os primeiros cinco dias do mês de Janeiro, em solo lavrado e sem ervas (modalidade "Lav-pSb.s"), ou seja, com grau de cobertura vegetal nulo ($CG = 0$).

Qualitativamente, a temperatura diária do solo evolui tipicamente segundo uma onda, cujo máximo, à medida que aumenta a profundidade, tende a atrasar-se em relação ao meio-dia solar. A onda térmica é bem evidenciada à profundidade de 10 cm (uma camada superficial), mas é já muito atenuada para $z \geq 30$ cm em Janeiro. Na camada mais superficial, distinguem-se dias (Fig. 3.17) em que a onda térmica teve um andamento típico e outros em que essa normalidade foi perturbada (dias 2 a 4). A onda térmica na camada superficial do solo tem um perfil diário normal dos dias com nebulosidade (neb) uniforme em ambas as situação de céu totalmente nublado ($neb = 1$) ou totalmente limpo ($neb = 0$), em qualquer altura do ano, tal como vimos para o comportamento da irradiância e da temperatura do ar.

Nos dias 2 a 4, nublados, a temperatura do solo, em Janeiro, registou menor amplitude de flutuação diária do que nos dias 1 e 5, de céu limpo. A temperatura do solo a 10 cm de profundidade ($T_s(10)$), variou, nas duas situações extremas, entre o mínimo de $4.0 \text{ }^\circ\text{C}$ e o máximo de $13.8 \text{ }^\circ\text{C}$ (dia 1) e entre 6.3 e $13.1 \text{ }^\circ\text{C}$ (dia 2), para amplitudes de flutuação em torno da média iguais a $4.9 \text{ }^\circ\text{C}$ e $3.4 \text{ }^\circ\text{C}$, respectivamente. O quadro 3.8

apresenta os valores mínimos, máximos, médias e as amplitudes de flutuação correlativas às três profundidades identificadas no texto, em Janeiro:

5 Quadro 3.8. Valores típicos da temperatura do solo ao longo do dia, a diferentes profundidades, com as condições micrometeorológicas: valores extremos e amplitude de flutuação da onda térmica, nos dias 1 (céu limpo) e 2 (tarde nublada) de Janeiro (1998).

Dia	Temperatura (°C) do solo em Janeiro					Amplitude de flutuação (°C)
	<i>z</i> (cm)	Máxima (°C)	Mínima (°C)	Média (°C)		
1	10	13.8	4.0	7.4	4.9	
	30	8.9	8.0	8.3	0.45	
	60	11.1	10.0	10.6	0.55	
2	10	13.1	6.3	10.6	3.4	
	30	10.4	8.1	9.2	1.2	
	60	10.9	10.1	10.6	0.4	

10

A amplitude ($A(z)$) de flutuação térmica no solo é atenuada com a profundidade porque na difusão do calor entre duas camadas consecutivas, parte da energia aquece o solo, de capacidade térmica finita. $A(30)$ e $A(60)$ foram em média inferiores a $A(10)$ que superou os 3 °C na camada mais superficial (quadro 3.8).

15 As curvas de $T_s(z)$ para as três profundidades referidas foi correspondem a solo húmido com humidade (θ) média entre 0.14 ($z = 10$ cm) e *ca.* de 33 m³ m⁻³ ($z = 30$ e $z = 60$ cm). A forma das curvas $T_s(z)$ é atribuída primariamente às condições de radiação incidente, por sua vez condicionada pela nebulosidade.

20 O carácter da flutuação periódica da temperatura do solo está mais claramente realçado no Verão, como nos cinco primeiros dias de Julho representados na Fig. 3.14, em condições meteorológicas associadas a dias de céu limpo, intensa irradiância e temperatura do ar mais elevada, bem como baixa humidade no solo. A tendência do atraso da ocorrência da temperatura máxima ($T_{s(max)}$) nas camadas mais profundas do solo é evidente quando se comparam $T_{s(max)}(10)$ e $T_{s(max)}(30)$ mas ambígua para $T_{s(max)}(60)$, a 10, 30 e 60 cm de profundidade, respectivamente.

25 A perda de informação sobre a propriedade da onda de calor a 60 cm de profundidade (Fig. 3.14), em relação à "camada superficial" sugere que o registo de $T_s(z)$ deve ser mais frequente do que as 4 horas adoptadas se o objectivo fôr o de captar

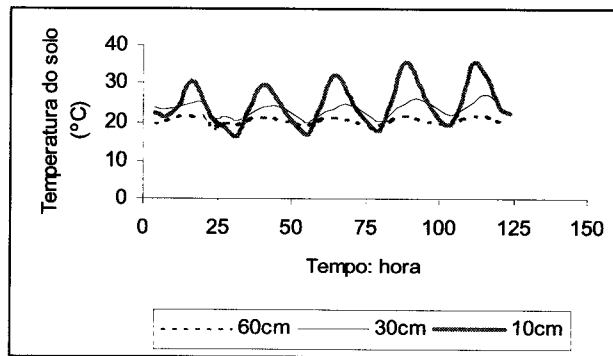
o comportamento rigoroso da variação espacial das propriedades da onda no período diário.

O dia típico, em termos da temperatura do solo referente aos cinco dias de Julho (Fig. 3.14), é descrito pelos valores típicos da temperatura $T_s(z)$ que, para z crescente foram:

5 a) temperatura mínima: 17.8 (± 1.2), 20.5 (± 0.7) e 19.2 (± 0.4) °C; b); temperatura máxima: 32.7 (± 2.7), 25.4 (± 1.2) e 21.6 (± 0.2) °C; c) temperatura média: 23.9 (± 1.4); 23.0 (± 0.8); 20.3 (± 0.2) °C. As amplitudes térmicas $A(z)$ respectivas calculam-se como as semi-diferenças entre máximas e mínimas, logo, $A(10) = 7.5$, $A(30) = 2.5$ e $A(60) = 1.2$ °C, no ciclo diário.

10 A temperatura média (24 °C) da "camada superficial" nos primeiros cinco dias de Julho, foi 2.7 vezes superior à média (9 °C) observada nos primeiros cinco dias de Janeiro, aproximando a sua diferença a amplitude térmica anual no solo igual a 15.0 °C, a 10 cm de profundidade.

15



20

25

Fig. 3.14 Temperatura do solo registrada com frequência de 4 horas, a 10, 30 e 60 cm de profundidade, de 1 a 5 de Julho (1998). Humidade no solo: $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Em regra, deve verificar-se uma onda térmica no solo com um máximo no período de 24 horas, desde a superfície até a uma dada profundidade z^* , a partir da qual $T_s(z > z^*)$ se mantém constante, ao longo do ano. Como se pode verificar na camada superficial, $T_s(10)$ exibe maior amplitude de flutuação do que, por exemplo, a 60 cm (quadro 3.9). Naturalmente, em igualdade de outras condições, espera-se que a amplitude de flutuação térmica à superfície seja a máxima observada, no perfil vertical da temperatura do solo.

30

A temperatura superficial ($T_s(0)$) instantânea é convenientemente medida com um termorradiómetro munido de um filtro de radiação sensível numa banda térmica da região espectral do infravermelho (I.V.) próximo. No entanto, podem usar-se termistores localizados a uma profundidade inferior a 1 cm (*cf.* Horton & Wierenga, 1983) para médias horárias ou sub-horárias da temperatura. Na ausência de medições, $T_s(0)$ pode ser estimada (*cf.* Quadro 3.9) pelo modelo de Parton (1984), analisado na página 108.

10 Quadro 3.9. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) média do solo franco-arenoso em diferentes profundidades (z) para as quatro estações climáticas em 1998 (Mitra). Entre parêntesis estão representados o máximo e o mínimo de cada série mensal.

Mês (estação)	$z=0\text{ cm}$ (Parton, 1984; BM =0)	$z=10\text{ cm}$	$z=30\text{ cm}$	$z=60\text{ cm}$
Jan. (Inverno)	12.4 ± 2.4	8.0 ± 2.0	8.6 ± 1.3	10.2 ± 0.8
(Max-Min)	(16.2-7.7)	(12.7-4.4)	(11.6-6.4)	(11.8-8.8)
Abril	11.9 ± 4.3	14.0 ± 2.1	13.4 ± 1.6	13.8 ± 0.9
(Primavera)	(27.7-8.7)	(18.5-10.0)	(16.3-10.9)	(15.2-12.5)
Julho (Verão)	33.7 ± 4.3	28.1 ± 2.5	26.7 ± 2.1	23.3 ± 1.8
	(41.3-24.5)	(31.5-22.3)	29.3-22.2	(31.5-22.3)
Novembro	21.3 ± 2.6	10.1	11.1	...
(Outono)	(25.1-16.3)	(15.5-6.5)	(15.6-7.5)	
Diferença				
Jul. – Jan. ($^{\circ}\text{C}$)	21.5	20.1	16.1	13.1

15 A temperatura superficial do solo segue a tendência geral da temperatura do ar: mais baixa durante a noite, ou no Inverno, e mais alta durante o dia, ou no Verão (Fig. 3.14; Quadro 3.9). O resumo da temperatura $T_s(z)$ no quadro 3.9 evidencia quer a variação espacial quer a variação anual da temperatura do solo no volume aparente de controlo com 60 cm de profundidade.

20 No espaço e no tempo, as diferenças de temperatura observadas no solo sustentam maiores gradientes térmicos e maiores amplitudes de flutuação diária à superfície. As temperaturas mais elevadas nas "camadas superficiais" dos solos são parcial e directamente responsáveis pelos acentuados valores do potencial matricial típicos do solo seco ao ar; temperaturas do solo elevadas induzem maiores taxas de evaporação e transpiração e, conseqüentemente, rápida dessecação do solo enraizado pela acção das raízes activas. Isto explica por que razão os solos secam e as raízes morrem naturalmente a partir da superfície.

Do ponto de vista da relação entre a temperatura e a actividade biológica, distinguimos dois períodos ao longo do ano hidrológico (1997/98): um, entre Novembro e Janeiro, com regime decrescente da temperatura, cuja média mensal variou entre 10 e 8 °C; o outro período, cuja temperatura média foi 22.2 ± 3.0 °C, em regime crescente, desde Fevereiro com ($T_s(0) = 10.9 \pm 2.6$ °C e $T_s(60) = 11.2 \pm 0.8$ °C) até Julho ($T_s(0) = 33.7 \pm 4.3$ °C e $T_s(60) = 23.3 \pm 1.8$ °C) ou Agosto ($T_s(0) = 34.3 \pm 3.5$ °C e $T_s(60) = 25.8 \pm 0.5$ °C).

O ciclo descrito é típico das herbáceas mediterrânicas. O segundo período é favorável às espécies mesotérmicas, cuja actividade se processa para temperatura-base (T_b) superior a cerca de 5 °C (Andrade, 2001). Na região mediterrânica, T_b de 22 gramíneas forrageiras é 8.4 ± 3.8 °C (Villax, 1965), o que sustenta a curva natural de fitomassa ao longo do ciclo hidrológico. O comportamento bimodal da curva de matéria seca no bioma mediterrânico (*cf.*, Efe Serrano, 1991) não é assim atribuível à temperatura mas, essencialmente, à distribuição bimodal da precipitação no ciclo hidrológico.

b) Modelação da variação da temperatura do solo

A temperatura do solo ao longo do dia tem um andamento harmónico e pode ser aproximada a uma onda sinusoidal cuja propagação vertical, a partir da superfície, é acompanhada pelo amortecimento da amplitude de flutuação e atraso dos valores máximos (Fig. 3.13 e Fig. 3.14) em relação ao máximo da onda superficial. A equação completa da temperatura do solo é, pois, função do tempo (t) e do espaço (z).

O tratamento formal da temperatura do solo $T_s(z, t)$ (ou $T(z, t)$) em função do tempo e do espaço encontra-se, entre outros, em Winterton (1997), sendo matemática e usualmente expressa pela parte real do termo complexo de uma série de Fourier (Massman, 1993; Andrade, 2001) dada por:

$$T(z, t) = \langle T_s \rangle + \text{Real} \left[\left(\sum_1^n A_n(z) \exp[i(\omega t + \phi_n)] \right) \right] \quad [3.10]$$

$\langle T_s \rangle$ é a temperatura média do solo, para o ciclo fundamental, independente do tempo e, em teoria, igual para todo o z ; o operador somatório identifica uma série de Fourier, sendo $A_n(z)$ a amplitude de flutuação térmica em torno da média, na profundidade z , descrita pela n -ésima harmónica e é calculada pela semi-diferença entre o máximo e o mínimo da temperatura durante o ciclo de flutuação; ϕ_n é o ângulo de fase (ou fase)

arbitrária da n -ésima harmónica; ω é a frequência angular de flutuação em rad s^{-1} para o período T de flutuação (dia ou ano), expressa por

$$\omega(T) = 2\pi/T \quad [3.11]$$

No ciclo diário $\omega_{\text{dia}} = 7.3 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ e, no ciclo anual, $\omega_{\text{ano}} = 2.0 \times 10^{-7} \text{ rad s}^{-1}$. A equação geral da temperatura do solo, em função do espaço e do tempo, é, então:

$$T(z, t) = \langle T_s \rangle + A(0) \exp(-z/D) \text{sen}[\omega(t - t_0) - z/D] \quad [3.12]$$

Observa-se (equação [3.12]) que o factor exponencial de amortecimento vertical é válido quer para $T(z)$ (equação [3.14]) quer para a amplitude, pois, $A(z) = T(z, t) - \langle T_s \rangle$; o termo do espaço adimensional $-z/D$ introduz, no caso, o ângulo de *atraso de fase* (cf., Monteith & Unsworth, 1990) com a profundidade; t_0 é uma mudança de origem do tempo consoante se usa a hora solar ou a hora oficial para o contar (cf. Campbell & Norman, 1998).

Em muitos casos, estamos interessados em saber qual é a temperatura a diferentes profundidades do solo, num dado instante, num dia particular. Seja, então, um dia com nebulosidade constante, um solo homogéneo infinitamente profundo com perfil de humidade e propriedades térmicas constantes. Nestas condições, a temperatura $T(z)$, a qualquer profundidade, é forçada pela temperatura $T(0, t)$ à superfície associada ao balanço energético superficial.

A equação [3.10] serve para definir a condição de fronteira $T(0, t)$, à superfície do solo, onde $z = 0$, ao longo do ciclo fundamental ($n = 1$) de integração diária ou anual. A flutuação harmónica da temperatura superficial do solo é geralmente aproximada pela equação senoidal (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998) seguinte:

$$T(0, t) = \langle T_s \rangle + A(0) \text{sen}[\omega(t - t_0)] \quad [3.13]$$

Para qualquer profundidade z define-se uma camada com espessura $z - 0 = \Delta z$, na qual o gradiente vertical dT/dz é proporcional à condição de fronteira $T(0, t)$. A generalização da condição de fronteira $T(0, t)$ para $T(z, t)$ permite escrever a equação diferencial de primeira ordem $dT(z)/dz = -aT(z)$ cuja integração fornece a solução geral ($z \geq 0$):

$$T(z) = T(0) \exp(-az) \quad [3.14]$$

A equação [3.13] é a função espacial da temperatura do solo, em profundidade, como uma lei exponencial decrescente. O factor exponencial de amortecimento é uma função adimensional, com o parâmetro a em m^{-1} . Define-se a *profundidade de amortecimento*
5 $D = 1/a$, para $exp(-az) = e^{-1}$ (ou 0.37) e $az = 1$.

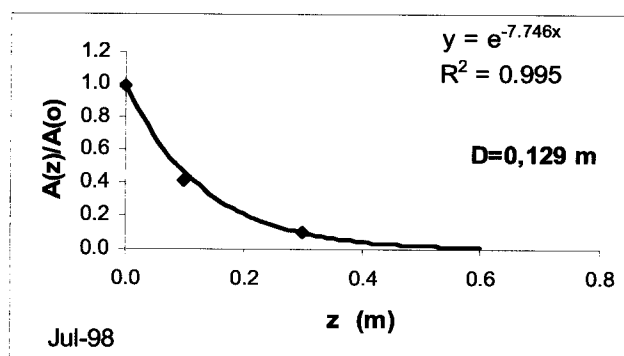
De seguida, relacionamos a amplitude de flutuação da temperatura medida a 10, 30 e 60 cm de profundidade, e veremos como nos permite julgar a fiabilidade dos valores medidos, critérios adoptadas na instalação dos sensores de temperatura e determinar D , para o solo franco-arenoso.

10

c) Profundidade de amortecimento da amplitude de flutuação térmica no solo

A Fig. 3.15 reproduz uma curva empírica da distribuição vertical da amplitude de flutuação relativa $A(z)/A(0)$ à superfície das profundidades 10, 30 e 60 cm, no solo franco-arenoso estudado, no mês de Julho (1998). De acordo com a equação [3.14], da
15 equação ajustada obtém-se o expoente $a = 1/D$, calculando-se D de forma expedita, ou seja $D = 1/7.746 = 0.129$ m (13 cm). No ajustamento, a flutuação relativa $A(60)/A(0) = 0.04$ °C/°C foi excluída porque a resolução de 4 h para descrever o dia não é de todo apropriado para aquela profundidade, como se depreende da Fig. 3.14. Além disso, já a
20 $z = 10$ cm, a amplitude relativa é 0.41, praticamente igual a $e^{-1} = 0.37$, sugerindo convergência com D , a $\pm 5\%$. O critério de exclusão, seguido na estimativa da amplitude de flutuação a $z = 60$ cm, foi comum a todos os restantes meses do ano (quadro 3.15 na página seguinte).

25



35

Fig. 3.15 Amplitude de flutuação relativa da temperatura do solo (Julho, 1998) até 60 cm de profundidade. $A(0) = 19.8 \pm 2.9$ °C; $D = 7.746^{-1}$.

Os valores típicos de D para o solo franco-arenoso em condições gerais de humidade no solo e meteorológicas constam do quadro 3.15, para o ano de 1998. Apenas os valores da temperatura superficial não foram medidos, sendo a sua estimativa descrita no item §3.3.3. O valor de D ao longo do ano foi praticamente constante. D variou entre o valor mínimo de 10 cm, em Outubro, e um valor máximo de 12.9 cm, em Julho, para θ igual a 0.35 e 0.12 m³ m⁻³, respectivamente. O valor anual médio de D foi 11.4 ± 0.9 cm, o que determina os intervalos [10.5, 12.3], [9.6, 13.2] e [8.7, 14.1] cm referentes à média ± 1, 2 e 3 erros-padrão, respectivamente.

Quadro 3.10. Profundidade de amortecimento (D [cm], linha superior) da flutuação térmica no solo até 60 cm de profundidade, em função da humidade (m³ m⁻³) no solo (linha inferior). Solo franco-arenoso: $\theta_{cc} = 0.20$ e $\theta_{ce} = 0.09$ m³ m⁻³; densidade aparente: 1.5 10³ kg m⁻³. Mitra, 1998.

Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
D (cm)											
11.5	10.8	10.3	11.8	11.4	12.0	12.9	11.9	12.1	10.0	10.4	11.7
θ (% vol)											
0.37	0.37	0.36	0.36	0.34	0.23	0.12	0.13	0.17	0.35	0.33	0.23

A relação $D(\theta)$ entre D e a humidade (para $\theta \geq 0$) em solos minerais mostra uma tendência geral para o aumento de D segundo um factor de 2 (argila) ou 3 (areia) até D máximo a 50% do grau de saturação (S) em água, decrescendo para $S > 50\%$ (Monteith & Unsworth, 1990; Andrade, 2001). Um ataque frontal ao estudo da variação de D com θ não nos é possível no âmbito deste documento porque nem é objectivo do estudo, nem dispositivo experimental não foi concebido com tal intuito. O leitor é, a propósito, remetido para a recente monografia de Andrade (2001) sobre este tópico. Andrade (2001) obteve as tendências $D(\theta)$ assinaladas por Monteith & Unsworth (1990) mas para aumento de D igual a 1.3, quando S variou entre 17% e 66%; e mostrou, igualmente, que D aumenta com a duração do fotoperíodo.

A curva anual de D (Quadro 3.15) revelou valores mais elevados no Verão (Junho a Setembro) acompanhados pela diminuição de θ , provavelmente porque o aumento de D com a irradiância e a temperatura diluíram o efeito contrário induzido pela diminuição do grau de saturação média do solo entre 0.63 (Janeiro) e 0.30 (Julho).

Nas condições gerais ambientais do seu ensaio, Andrade (2001) reportou o valor médio $D = 11.2 \pm 1.6$ cm (entre 9.5 e 12.8 cm), para um solo Pmg (Évora, Mitra) cujo horizonte Ap1 (0-20 cm; $D_{ap} = 1.48 \cdot 10^3$ kg m⁻³) apresenta, textura franco-arenosa, como no presente estudo. Este intervalo de D é similar ao obtido no presente trabalho.

5 Quantificado D , exploremos alguns aspectos práticos que encerra!

A fixação de D na equação [3.14] permite a estimativa da profundidade da instalação de sensores para captar uma dada flutuação térmica preconizada. No caso da Mitra (Quadro 3.15), para $A(0) = 14.9$ °C e $D = 12.0$ cm (*i.e.* médias diárias no mês de Junho), a condição $A(z) \leq 1$ °C implica a profundidade $1/14.9 = \exp(-z/12)$ ou $z \geq 32$ cm. Dado
10 que no ano de 1998 as médias da amplitude à superfície e da profundidade característica foram $A(0) = 11.2 \pm 3.8$ °C e $D = 11.4 \pm 0.9$ cm, a profundidade mínima esperada que impõe a amplitude de 1°C é $z[A(z) = 1 \text{ °C}]$, ou seja 27.5 cm.

O problema funciona, também, em sentido inverso, o que é útil na eventualidade de se pretender saber a profundidade a que se encontra um termistor que lê a temperatura
15 do solo, registada automaticamente por um *datalogger*, a que se tem acesso remoto, por exemplo. Supondo o mesmo solo franco-arenoso e o caso de $A(0) = 12$ °C e $D = 12$ cm, se a oscilação da temperatura observada é $A(z) = 0.05$ °C no ciclo diário, a sonda está enterrada algures, a cerca de 66 cm de profundidade.

20

3.3.3 | Simulação da temperatura superficial e efeito da fitomassa sobre a temperatura do solo

A temperatura superficial do solo foi medida apenas pontualmente em 2001 e 2002; valores já apreciados no Quadro 3.9 (para $z = 0$ cm) foram estimados através das equações empíricas de Parton (1984), analisadas a seguir. As equações empíricas ajustadas por Parton para estimar a temperatura superficial do solo são:

25

$$T_{\text{sup(max)}} = T_{\text{a(max)}} + [24(1 - e^{-0.038R_s}) + 0.35T_{\text{a(max)}}] (e^{-4.8\text{BM}} - 0.13) \quad [3.14a]$$

$$T_{\text{sup(min)}} = T_{\text{a(min)}} + 6\text{BM} - 1.8 \quad [3.14b]$$

30 que simulam a temperatura diária do solo em função da temperatura do ar, da radiação solar incidente (R_s , *i.e.*, R_g) e biomassa (BM) expressa em kg m⁻² da matéria seca. $T_{\text{a(max)}}$ e $T_{\text{a(min)}}$ são as temperaturas máxima e mínima do ar e $T_{\text{sup(max)}}$ e $T_{\text{sup(min)}}$ são as suas homónimas à superfície de solo, todas em °C; R_g está em MJ m⁻² dia⁻¹.

Os parâmetros das equações são empíricos mas descrevem a física envolvida. Com efeito, a parcela afecta à radiação traduz o aumento da temperatura máxima superficial ($T_{\text{sup(max)}}$) à medida que R_s diário aumenta. As condições limite da equação [3.14a] não foram especificadas pelo seu autor, mas, das análises da informação meteorológica disponível e de sensibilidade da equação, as condições de aplicação são, para a radiação, $5 < R_s < 56 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Considerando o solo nu (*i.e.*, $\text{BM} = 0$), em dias de intensa irradiância no Verão e para $R_s = 30 \text{ MJ m}^{-2}$ e $T_a = 30 \text{ }^\circ\text{C}$, a equação [3.14a] estima $T_{\text{sup(max)}} = 53 \text{ }^\circ\text{C}$. Veremos que o sobreaquecimento do solo em relação ao ar igual da ordem dos $20 \text{ }^\circ\text{C}$ é comum, no Verão.

O efeito da temperatura máxima do ar ($T_{\text{a(max)}}$) sobre $T_{\text{sup(max)}}$ manifesta-se linearmente através de um termo independente ($T_{\text{a(max)}}$) mais a sua inter-relação com a biomassa, de acordo com a parcela compósita da equação [3.14a]. Quando $\text{BM} = 0$, o efeito multiplicador de $T_{\text{a(max)}}$ é 1.8 ± 0.19 sobre $T_{\text{sup(max)}}$, para $15 \leq T_{\text{a(max)}} \leq 45 \text{ }^\circ\text{C}$. A acumulação de biomassa induz a diminuição de $T_{\text{sup(max)}}$ em relação ao solo nu, para valores crescentes de $\text{BM} \leq 0.7 \text{ kg m}^{-2}$, segundo uma tendência assintótica. O valor positivo da diferença $T_{\text{sup(max)}} - T_{\text{a(max)}}$ anula-se para $\text{BM} = 0.4$ e atinge $-3 \text{ }^\circ\text{C}$ com $\text{BM} = 0.7 \text{ kg m}^{-2}$, segundo a equação [3.14a].

Quanto à temperatura mínima do solo, durante a noite, Parton (1984) relacionou a temperatura superficial mínima ($T_{\text{sup(min)}}$) com a temperatura mínima do ar e com a biomassa (equação [3.14b]), também. A sensibilidade de $T_{\text{sup(min)}}$ para com $T_{\text{a(min)}}$ é 1:1 ($^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$) e, com a matéria vegetal presente, $+6:1 \text{ (}^\circ\text{C}/(\text{kg} [\text{BM}] \text{ m}^{-2})$; ou seja, a temperatura mínima do solo evolui no mesmo sentido que a temperatura mínima do ar e a vegetação presente provoca o aumento da temperatura mínima do solo, em comparação com o solo nu. O facto de $T_{\text{sup(min)}}$ aumentar e $T_{\text{sup(max)}}$ diminuir em solo coberto pela vegetação atenua as flutuações térmicas diárias e sazonais do solo, contribuindo para a estabilidade térmica do microclima pedológico em termos da actividade biológica geral no solo.

Por fim, a equação [3.14b] indica claramente que o solo nu tem tendência para estar mais frio que a camada de ar sobrejacente, durante a noite. Na realidade, durante a noite, o solo, inicialmente mais quente que o ar, cede calor a este essencialmente por radiação, sendo o efeito mais acentuado em noites frias e com céu limpo. O valor das trocas líquidas de calor entre o ar e a superfície do solo depende das capacitâncias térmicas respectivas, sendo a capacitância térmica do ar influenciada pela estabilidade

atmosférica (Campbell & Norman, 1998). A seguir são relacionadas algumas estimativas (equação [3.14a]) e medições da temperatura da superfície do solo feitas com o termorradiómetro.

5 a) *Detecção remota e estimativa da temperatura superficial*

O quadro 3.11 contém uma pequena série de valores médios da temperatura radiativa ($T_{\text{sup(max)}}$, coluna [2], identificada $T_{\text{sup(TIV)}}$) e o seu majorante ($T_{\text{sup(maj)}}$) col. [3] da superfície do solo, medida com um termorradiómetro de infravermelho, ao meio-dia solar nas datas indicadas. O enquadramento meteorológico é definido pela temperatura máxima do ar e pelo integral diário da irradiância ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), enquanto a biomassa foi atribuída para efeito de simulação de [2] de acordo com a equação [3.14a].

15 Quadro 3.11. Temperatura radiativa (TIV) da superfície do solo ao meio-dia solar: média (coluna [2]), máximo da amostra ([3]); Temperatura máxima do ar ([4]) e integral diário da radiação incidente ([5]); biomassa ([6]) em matéria seca atribuída para a estimativa de [2] pela equação [3.14a] (Parton, 1984). Entre parêntesis o erro-padrão das medições. Equação de regressão: $T_{\text{sup(TIV)}} = 0.993T_{\text{sup}}(\text{equação}[3.14a])$, $r^2 = 0.970$.

20

Data	$T_{\text{sup(TIV)}}$ °C	$T_{\text{sup(Maj)}}$ (TIV)	T_{aMax} (°C)	R_s $\text{MJ}/(\text{m}^2 \text{ d})$	$\text{BM}=0$ (kg m^{-2})	T_{sup} (°C) (Eq. 3.50a)
[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]
26-Jun-01	52.4 (± 4.8)	64.0	25.6	29.0	0.000	48.5
26-Ago-01	48.1 (± 1.1)	49.0	32.0	20.2	0.047	48.1
15-Mai-02	43.2 (± 2.0)	47.0	29.0	29.0	0.083	43.2
20-Mai-02	41.2 (3.7)	48.0	24.4	11.4	0.000	39.1
1-Jun-02	44.1 (± 1.3)	47.0	20.0	15.5	---	---
28-Ago-02	50.0 (-)	---	31.3	18.3	0.012	50.0

O ajustamento entre valores observados e valores estimados (equação [3.14a]) da temperatura do solo é bom, dentro do erro-padrão dos valores medidos. Apenas a 1 de Junho (2002) a nebulosidade e a intermitência da irradiância não permitiram a convergência entre valores observados e estimados da temperatura superficial. A conclusão é a da calibração da equação [3.14a] com os valores medidos da temperatura máxima do solo para valores vestigiais da biomassa, no caso, entre 0 e 0.083 kg m^{-2} . Valores residuais de BM sobre a superfície do solo são um facto no campo, nas áreas ditas de solo nu.

30

Os máximos valores observados de $T_{\text{sup(max)}}$ no intervalo 60 a 64 °C, entre Junho e Agosto (em 2001 e 2002), correspondem, por exemplo, às condições de 11, 16 e 17 de Junho para pares ($T_{\text{a(max)}}$, R_s) iguais a (35.9, 42.3), (36.8, 29.7) e (35.4, 29.7)

respectivamente; as estimativas (equação [3.14a]) são, pela mesma ordem, 63.5 °C, 62.1 e 60.3 °C, para $BM = 0$, ou 62.0 ± 1.6 °C. Este intervalo médio é retido como o valor máximo esperado da temperatura radiativa da superfície do solo no Verão.

5

10

15

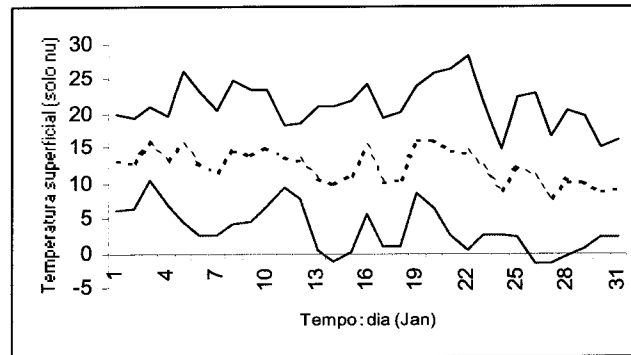


Fig. 3.16 Temperatura superficial do solo nu: máxima, média e mínima em Janeiro (1998). Humidade do solo: $0.33 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; radiação: $R_g = 5.2 \pm 2.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

20

25

30

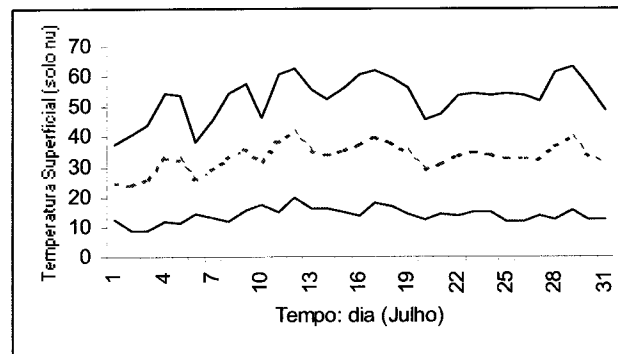


Fig. 3.17 Temperatura superficial do solo: máxima, média e mínima em Julho (1998). Humidade do solo: $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; radiação: $R_g = 19.4 \pm 3.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

35

Validado o modelo de Parton, de seguida discutimos os valores típicos esperados da temperatura superficial (T_{sup}) do solo nu induzida pela irradiância e pela temperatura do ar. T_{sup} é, ainda, enquadrada pelos valores homónimos medidos da temperatura subsuperficial a 10, 30 e 60 cm de profundidade.

Começamos por considerar as temperaturas extremas à superfície de que a Fig. 3.16, b dá conta. Em Janeiro (Fig. 3.19), a temperatura superficial ($T_{\text{sup(max)}}$) diária esperada terá variado entre 15 e 28 °C determinando a média de 21.4 ± 3.3 °C; por seu lado, a

mínima ($T_{\text{sup}(\text{min})}$) tem os limites -1.4 e 10.5 °C e a média de 3.5 ± 3.3 . $T_{\text{sup}(\text{min})}$ é 16% de $T_{\text{sup}(\text{max})}$, em Janeiro, e a acentuada variabilidade ($CV = 0.94$) da temperatura mínima foi consequência da ocorrência de cinco casos com temperaturas ≤ 0 °C.

5

10

15

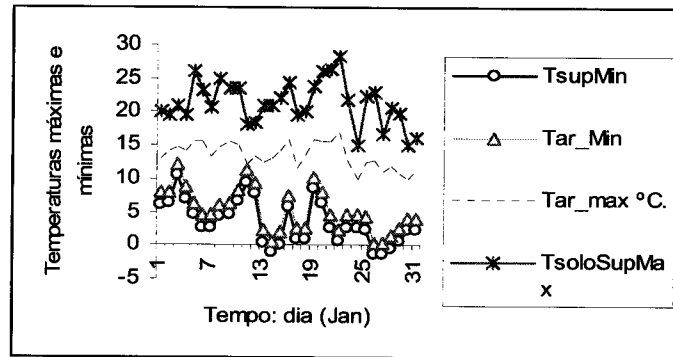


Fig. 3.18 Temperaturas mínimas e máximas à superfície do solo e no ar, Janeiro (1998). $T_{a(\text{min})}$ (o) e $T_{\text{sup}(\text{min})}$ (Δ) são, neste exemplo praticamente coincidentes.

20

25

30

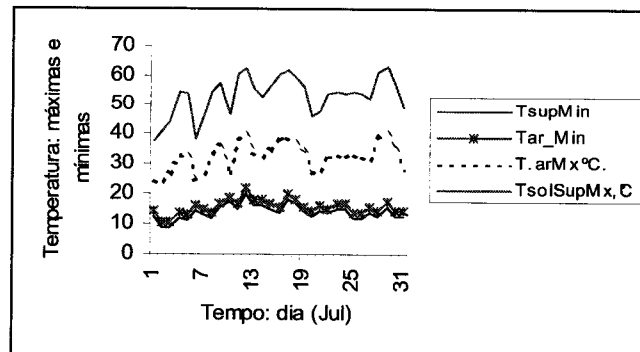


Fig. 3.19 Temperaturas mínimas e máximas à superfície do solo e no ar, Julho/98. Mitra. As mínimas do ar e da superfície do solo mostram um evidente mas pequenas diferença (as duas linhas inferiores) entre 10 e 20 °C. À superfície a temperatura max. atinge os 60 °C, enquanto que no ar os valores são intermédios.

Em Julho (Fig. 3.19), a temperatura máxima à superfície terá oscilado entre 37 e 63 °C, para a média igual a 53 ± 7.0 °C, enquanto a temperatura mínima ($T_{\text{sup}(\text{min})}$) se situou por 13.9 ± 2.4 °C, entre 8.5 e 19.9 °C, durante o mês de Julho.

Quadro 3.12. Sumário estatístico sobre a temperatura máxima superficial e subsuperficial em solo nu (sem ervas: Lav/p.Sb.s), Julho e Janeiro, 1998. Mitra.

z (cm)	Intervalo De variação	Média	Desvio- padrão (°C)	Varição (°C/cm)	Notas
Julho					
0	37.4 - 63.2	53.0	7.0	...	<i>Solo seco</i>
10	42.8 - 29.9	38.0	3.3	3.8	Humidade: 0.12 m ³ m ⁻³
30	24.4 - 31.3	28.7	2.0	1.4	0.12 m ³ m ⁻³
60	21.2 - 26.3	24.2	1.6	0.8	0.14 m ³ m ⁻³
Janeiro					
Z, cm	Intervalo De variação	Média	Desv. Pad.	Varição (°C/cm)	Notas
0	14.9-28.3	21.4	3.3		<i>Solo seco</i>
10	8.8 - 18.0	13.9	2.0		Humidade: 0.33 m ³ m ⁻³
30	7.0 - 12.0	9.2	1.3		0.33 m ³ m ⁻³
60	9.0 - 12.0	10.7	0.8		0.33 m ³ m ⁻³

5

Quadro 3.13. Sumário estatístico sobre a temperatura média superficial e subsuperficial em solo nu (sem ervas: Lav/p.Sb.s), Julho e Janeiro de 1998. Mitra.

z (cm)	Intervalo De variação	Média	Desvio-padrão	Notas
Julho				
0	24.5-41.3	33.5	4.3	<i>Solo seco</i>
10	22.3 - 31.5	28.1	2.5	Humidade: 0.12 m ³ m ⁻³
30	21.6-29.3	26.7	2.2	0.12 m ³ m ⁻³
60	20.2-25.3	23.3	1.8	0.14 m ³ m ⁻³
Janeiro				
z (cm)	Intervalo De variação	Média	Desvio-padrão	Notas
0	7.7-16.2	12.4	2.4	<i>Solo seco ao ar</i>
10	4.4-12.7	8.0	2.0	Humidade: 0.33 m ³ m ⁻³
30	6.4-11.6	8.6	1.3	0.33 m ³ m ⁻³
60	8.8-11.8	10.2	0.8	0.33 m ³ m ⁻³

10

As Fig. 3.18 (Janeiro) e Fig. 3.19 (Julho) têm como principal objectivo mostrar e quantificar a estratificação térmica entre a superfície e a camada do ar com dois metros de altura, acima do solo. Assim, em Janeiro, a temperatura superficial mínima é 1.8 °C inferior à temperatura do ar e isto decorre do modelo de Parton. Comparando os máximos, o solo é, em média, 7.8 °C mais quente que o ar, durante esse mês. A regra é a superfície do solo aquecer e arrefecer a taxas superiores às do ar. Esta diferença é devido à maior capacidade calorífica e condutividade térmica do solo.

15

Em Julho, a temperatura mínima do solo foi 1.8 °C inferior à do ar e em média esteve 20 °C sobreaquecido em relação ao ar. O facto de durante a noite, o solo se apresentar mais frio do que o ar, no Verão, dá origem à inversão térmica nocturna (em relação ao período de luz) que origina um balanço energético negativo. Eventualmente a temperatura mínima do solo atinge o ponto de orvalho e forma-se geada.

Os quadros 3.12 e 3.13 resumem a informação estatística sobre a distribuição vertical da temperatura máxima e média relativas ao solo estudado.

A equação [3.14a] oferece a possibilidade de ser investigado o efeito do ensombramento pela vegetação sobre o regime térmico do solo. Isto é feito no tópico seguinte em que se começa por apreciar as séries de valores da temperatura do solo medida à profundidade de 10, 30 e 60 cm, para a superfície "sem" ("s") e "com" ("c") ervas. Neste exemplo, a evolução da humidade da erva não foi controlada.

b) Efeito do "mulch" vegetal sobre a temperatura do solo

A temperatura do solo (T_s) foi registada sistematicamente a 30 cm de profundidade, sob solo nu e coberto com mulch de gramíneas. A Fig. 3.20 ilustra a evolução de $T_s(30)$ nos três primeiros dias de Janeiro (1998) em solo lavrado "Lav.p.S" com plantação de sobreiro (em Outono de 1996) nas variantes sem ("s") e com ("c") palha à superfície.

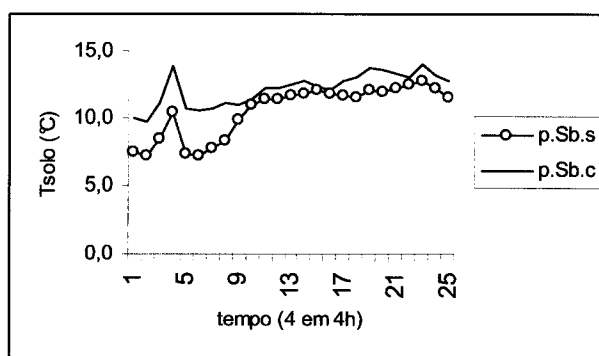


Fig. 3.20 Temperatura do solo (Lav.p.Sb) medida com a frequência de 4 horas em $z = 30$ cm entre os dias 1 e 3 de Janeiro (1998); Mitra. Legenda: as letras minúsculas "s" e "c" significam solo "sem" ou "com" *mulch* (palha seca de gramínea). Humidade no solo: $\theta = 0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, sendo $\theta_{cc} = 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

35

A presença do "mulch" vegetal à superfície alterou o regime térmico do solo, efeito transmitido em profundidade, principalmente nos dias de maior irradiância e

temperatura do ar. Neste exemplo (Fig. 3.20), a temperatura máxima de 14.0 °C observada no solo coberto foi 4°C superior à registada em solo nu, no dia 1 de Janeiro (Inverno), duas horas após o meio-dia solar. A mesma análise é feita para o excerto do mês de Julho (Verão) na Fig. 3.21, onde a diferença máxima foi de 5 °C, no dia 4.

5 Repara-se, no entanto que, na amostra referente ao mês de Julho, o sinal da diferença térmica entre T_s (“s”) e T_s (“c”), entre as duas modalidades com *mulch*, inverteu-se em relação à amostra de Janeiro. A diferença do comportamento térmico do solo, induzido pelo estado da superfície, consoante se trata do Inverno ou do Verão, explica-se pela
 10 tendência que o sentido do fluxo de calor sensível na interface “superfície do solo – ar” tem em inverter-se, sazonalmente, entre as duas estações do ano. Na verdade, a diferença térmica entre o solo e o ar, em todo o mês de Janeiro, foi $T_s - T_a = -15.2 \pm 11.6$ °C, com frequência relativa de 42%, enquanto, em Julho, o intervalo médio $T_s - T_a = -21.8 \pm 11.2$ °C teve frequência de 97%. O gradiente térmico entre o ar e a superfície determina o fluxo de calor sensível, tópico a ser tratado em detalhe no âmbito do
 15 balanço energético.

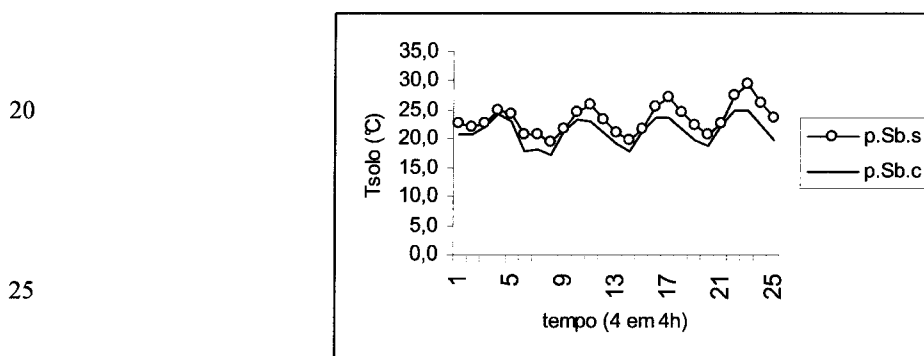


Fig. 3.21 Temperatura do solo (“Lav.p.Sb”) medida com a frequência de 4 horas em $z = 30$ cm, nos dias 1 a 4 de Julho (1998). Legenda como na Fig. 3.19. Humidade no solo: $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ($\theta_{ce} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

30 A alternância cíclica e sazonal da inversão térmica do solo (ver Fig. 3.22) em relação ao ar é observada, também, com a sucessão dos dias e das noites, mesmo no Verão, por exemplo, sendo uma consequência imediata a formação nocturna da geada quando a *temperatura de condensação* é atingida.

35 A Fig. 3.22 exemplifica o caso da inversão do fluxo horizontal de calor, a 30 cm de profundidade, entre dois volumes aparentes de solo confinantes que diferem na

quantidade de *mulch* vegetal à superfície. A evolução das diferenças $T_s("s") - T_s("c")$ refere-se às duas situações micrometeorológicas extremas de Janeiro e Julho (1998), como temos vindo a fazer. Em Janeiro, a diferença $T_s("s") - T_s("c")$ oscilou entre -0.9 °C e -3.1 °C, enquanto que em Julho os valores extremos da diferença foram $+1.6$ e $+3.0$ °C. Estas duas tendências sugerem que, em Janeiro, o solo com "mulch" aquece o solo nu confinante e que em Julho o fluxo térmico se inverte, do solo nu para o solo coberto. Admitimos que ao longo do ano, a diferença de temperatura entre manchas contíguas de solo coberto com *mulch* vegetal e solo nu tenderá a anular-se; neste exemplo, a média foi 0.15 ± 2.7 °C.

Em geral, e com base na comparação dos coeficientes de variação (CV), quer em Janeiro quer em Julho, a média mais estável da temperatura refere-se ao solo coberto ("c"), destacando-se o mês de Julho (CV = 0.112) em que a diferença $T_s("s") - T_s("c")$ foi três vezes mais estável do que no mês de Janeiro, durante o qual o coeficiente da variação da dita diferença térmica foi 0.314. A estabilidade da temperatura do solo depende da estabilidade do estado do tempo que é maior no Verão.

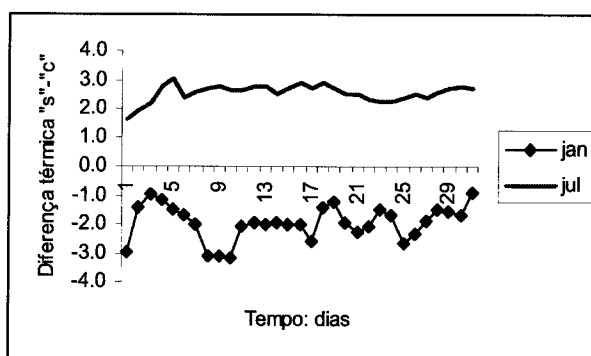


Fig. 3.22 Diferença térmica ($T_s("s") - T_s("c")$) no solo (*Lav.p.Sb*) a 30 cm, ao longo dos meses de Janeiro e Julho (1998). Médias diárias em solo lavrado com plantação de sobreiros. Legenda como nas figuras anteriores.

As temperaturas médias diárias do solo, a 30 cm de profundidade (ver quadro 3.14) em solo coberto com *mulch*, variaram entre 10.6 ± 1.4 (Janeiro) e 25.0 ± 2.1 °C (Julho); por seu lado, em solo nu, essa variação deu-se entre $8.6 (\pm 1.5)$ (Janeiro) e $27.6 (\pm 2.2)$ °C (Julho). Apesar da correcta informação qualitativa em como a presença de palha sobre o terreno faz baixar a temperatura do solo coberto em relação ao solo nu, as duas curvas na Fig. 3.21 indicam regimes térmicos praticamente coincidentes nas duas modalidades,

dentro do desvio médio de 2 a 5%; essa pequena diferença térmica deve indicar que a quantidade (não controlada) de palha utilizada foi insuficiente para induzir temperaturas substancialmente diferentes nos dois tratamentos em questão.

O critério recomendável que permite identificar a quantidade de palha utilizada na cobertura do solo, com o intuito de induzir uma diferença térmica significativa entre o solo com e sem *mulch*, deve recorrer a doseamentos crescentes de palha seca até, por exemplo, o máximo valor coincidir com a produção média anual da matéria seca da vegetação herbácea local. Por outro lado, o conhecimento prévio das propriedades térmicas do solo deve permitir determinar a dimensão mínima da área do solo que dever ser coberta de modo a minimizar-se o efeito da bordadura relacionada com a condução lateral do calor no solo.

Quadro 3.14. Estatística dos regimes térmicos no solo a 30 cm de profundidade para solo nu ("s") e solo coberto ("c") com "mulch" de gramíneas, em solo lavrado, com plantação de sobreiros: Janeiro e Julho (1998). Humidade: 0.33 m³ m⁻³ (Janeiro); 0.11 m³ m⁻³ (Julho).

Estatística	p.Sb.s	p.Sb.c	p.Sb.s	p.Sb.c	[2]-[3]	[4]-[5]
	(Jan.)	(Jan.)	(Jul.)	(Jul.)	Jan.	Jul.
	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]
Média	8.64	10.57	27.56	25.00	-1.94	2.56
Desvio-pad	1.52	1.41	2.20	2.05	0.61	0.29
Máximo	12.2	13.4	30.3	27.5	-0.9	3.0
Mínimo	6.1	8.0	22.4	20.4	-3.1	1.6
C.V.	0.176	0.134	0.080	0.082	0.314	0.112

A comparação das temperaturas médias anuais acabou por revelar o mesmo regime térmico anual do solo à profundidade de 30 cm, independentemente da quantidade de matéria seca presente à superfície. As condições meteorológicas e da humidade no solo, em Janeiro e Julho, definiram duas situações extremas do ambiente físico do solo para as quais as semi-somas $0.5[T_s("s")+T_s("c")]$ foram 18.1 ± 1.0 (*i.e.*, "s") e 17.8 ± 0.9 °C (*i.e.*, "c"), digamos 18 °C. Este tipo de "compensação térmica" sazonal do solo, verificada quer sob solo coberto quer sob solo nu, a 30 cm de profundidade, admite-se, igualmente, para as camadas mais superficiais ou a profundidades superiores a 53 cm (em ambas as modalidades); para $z \geq 53$ cm são detectáveis amplitudes diárias de flutuação térmica inferiores a 1% (de acordo com a equação [3.14]) de $A(0) = 11.2 \pm 3.8$

°C, à superfície, associada à profundidade de amortecimento $D = 11.4 \pm 0.9$ do solo franco-arenoso.

É pertinente referir-se que, mesmo a diferentes profundidades, a temperatura do solo não tenha evidenciado diferenças significativa para o intervalo $10 \leq z \leq 60$ cm, o que está de acordo com o regime térmico (*i.e.*, 20 °C) praticamente invariante do solo Pmg, até 32 cm de profundidade, estudado por Andrade (2001), em Évora (Mitra).

Apesar da evidente tendência para semelhantes regimes térmicos anuais entre o solo nu e o solo coberto, o critério do óptimo térmico do crescimento microbiano pode ser invocado para a discriminação da análise entre Inverno (Janeiro) e Verão (Julho). Deste modo, destacam-se dois regimes da temperatura do solo. Temperatura abaixo de 20 °C define o ambiente para a proliferação dos microrganismos psicrófilos e, entre 20 e 45 °C, são favorecidos os mesófilos (Allaby, 1994). A ausência de fonte geotérmica exclui a classe microbiana termofílica desta análise.

A dinâmica da actividade biológica do microbiota residente no solo tem interesse na acumulação da matéria orgânica neste *habitat* e na ecologia dos ciclos biogeoquímicos (balanço de nutrientes), e tudo isto está intimamente associado às flutuações cíclicas da temperatura, desde que sob condições favoráveis de humidade e potencial hídrico matricial. Destas actividades, tem especial interesse ecológico sobre o crescimento e a função extractiva das raízes, influenciados pela temperatura do solo (Killham, 1994).

Uma vez que a actividade biológica num dado ambiente ocorre em intervalos térmicos específicos, há interesse em considerarmos o efeito regulador térmico do "mulch", principalmente nos meses mais quentes durante os quais a temperatura do solo nu pode atingir valores limitantes à actividade biológica dos microrganismos mesófilos. É que, de acordo com o conceito do coeficiente térmico (Q_{10}), a taxa de actividade biológica varia por um factor de 2 a 3 por variação de cada 10°C (Salisbury & Ross, 1985; Chapra, 1997). Os nossos registos acusaram pontualmente diferenças máximas de 4 a 5 °C entre o solo nu e o solo com "mulch", mas em que medida foram afectadas as taxas de actividade biológica induzidas no solo e na rizosfera e a elevada percentagem da sobrevivência dos sobreiros, em particular, não o sabemos.

Os limites térmicos referidos invocam a ideia das temperaturas cardinais que regulam a fenologia de um ser vivo, através da acumulação do tempo térmico acima de uma temperatura-base (T_b ; Angus *et al.*, 1981), como a emergência de plântulas (*cf.* Andrade, 2001), do número de folhas e o *filocron*, o tempo necessário para a emissão de uma

nova folha (Grant, 1989; Abreu, 1994; Andrade, 2001), previsão da data de colheita de uma cultivar (com tempo térmico conhecido) num dado bioclima ou do surto de insectos fitopatológicos. Neste âmbito, é oportuno referir-se à sucessão das fases fenológicas devido ao aumento de T_b associada, tendo em atenção que a diferença de 1
5 °C em T_b entre duas fenofases, ou entre espécies diferentes ou, ainda, entre diferentes níveis tróficos, induz seguramente realidades muito diferentes no calendário das actividades biológicas num ecossistema.

A análise simples que vimos fazendo da relação entre a cobertura do solo com "mulch" vegetal e o regime térmico do solo tem carácter qualitativo para a primeira. A
10 quantidade de "mulch" não foi, com efeito, determinada. Porém, na medida em que o modelo de Parton (1984) (*cf.* equação [3.50a,b]) fornece excelente estimativa da temperatura superficial (T_{sup}), como já vimos (Quadro 3.11), existe sempre a possibilidade de a ele recorrermos com o objectivo de inferirmos a quantidade de matéria seca necessária que garanta um regime térmico superficial máxima inferior a 45
15 °C, no Verão, ou para, em função de T_{sup} , calcular a temperatura conhecida a uma dada profundidade e inferir a quantidade de MS presente à superfície. A seguir é discutida o efeito da fitomassa sobre a temperatura do solo, com base na simulação.

c) *Simulação do efeito da fitomassa sobre a temperatura superficial*

20 Prosseguimos com a atenuação da temperatura superficial máxima pela vegetação, em que se considera haver um gradiente espacial de biomassa (BM) expressa em matéria seca (MS), entre 0 e 1.0 kg (MS) m⁻².

A temperatura máxima à superfície do solo ($T_{sup(max)}$; equação [3.14a] e BM = 0)
25 oscila ciclicamente ao mesmo ritmo da irradiância que aparenta ter periodicidade de cinco dias (Fig.3.24; 3.25). Nas figuras seguintes, as curvas representam, no sentido da seta, a diminuição da temperatura máxima superficial com o aumento da matéria seca. No exemplo da Fig. 3.23, a temperatura do solo teria diminuído de 47.9 ± 5.8 °C, em solo nu (BM = 0), para 39.2 ± 5.1 °C se BM = 0.1 kg m⁻², nas mesmas condições
30 ambientais; a diminuição da temperatura atingiria os 14 °C (*i.e.*, para 33.8 ± 4.6 °C), quando BM duplicasse para 0.2 kg (MS) m⁻².

O efeito previsto da BM na atenuação de $T_{sup(max)}$ é muito baixo a partir de BM = 0.4 kg(MS) m⁻² e estabiliza-se a partir de 1.0-1.5 kg(MS) m⁻², em 25.3 ± 3.9 °C, ou seja, menos 22.5 °C que o solo nu. Isto significa que BM = 1.0 kg(MS) m⁻² parece ser crítico,

para definir indirectamente “solo completamente coberto”, embora a variável apropriada para esta definição seja o grau de cobertura vegetal.

Finalmente, a máxima diferença térmica superficial, entre o solo nu e o solo coberto com $1.0 \text{ kg (MS) m}^{-2}$ é, ao meio-dia solar, $25.4 \text{ }^\circ\text{C}$ ($= 47.9 - 22.5$; *vide* Fig. 3.23). Ao mesmo tempo, o sobreaquecimento esperado, do solo em relação ao ar, é $17.2 \pm 6.7 \text{ }^\circ\text{C}$, para $T_{a(\text{max})} = 30.7 \pm 4.5 \text{ }^\circ\text{C}$. A propósito, um exemplo da variação térmica horizontal no fitossistema é ilustrado com o caso de 26/06/2001 (dia 177): as medições de $T_{\text{sup}(\text{max})}$ superaram as de $T_{a(\text{max})}$ ($= 25.6 \text{ }^\circ\text{C}$) em $26 \text{ }^\circ\text{C}$, da gramínea, em $28 \text{ }^\circ\text{C}$, do solo ensombrado pela vegetação, em $24 \text{ }^\circ\text{C}$ e as folhas de sobreiro, em $23 \text{ }^\circ\text{C}$.

Diferenças térmicas similares foram observadas entre as folhagens de culturas regadas e o ar quer no trevo-branco (Lima *et al.*, 1995) quer no milho (Lima, 1996), também, em ambientes mediterrânicos.

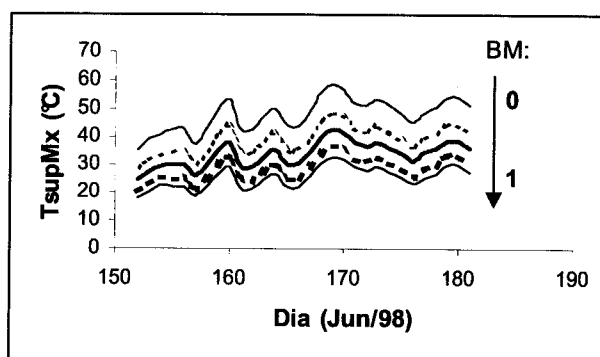


Fig. 3.23 Simulação da atenuação da temperatura máxima à superfície do solo em função da fitomassa (kg m^{-2}) acumulada expressa em matéria seca; $\text{BM} = 0, 0.1, 0.2$ (curva a azul), 0.4 e 1.0 kg m^{-2} . A curva com $\text{BM} = 0.2$ determina T_{sup} inferior a $40 \text{ }^\circ\text{C}$ em média. Junho, 1998.

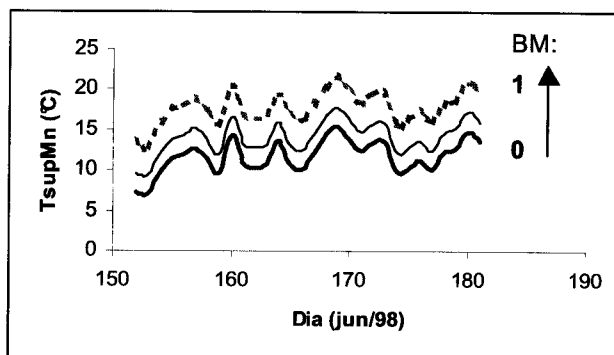


Fig. 3.24 Aumento da temperatura mínima à superfície do solo com a matéria seca acumulada (BM).

No mesmo mês de Junho, a simulação estimou a temperatura mínima diária do solo (Fig. 3.24) entre 11.7 ± 2.0 °C (BM = 0) e 17.0 ± 2.0 °C (BM = $1.0 \text{ kg(MS) m}^{-2}$). No caso do solo coberto com a máxima quantidade de biomassa (*i.e.*, $1.0 \text{ kg(MS) m}^{-2}$), a temperatura mínima do solo igual a 17.0 °C (Fig. 3.24) e a máxima igual a 25.3 °C (Fig. 3.23) induzem uma temperatura superficial média igual a 21.5 ± 2.8 °C, durante o mês de Junho. A temperatura média do ar foi de 20.3 ± 2.8 °C, entre 13.5 ± 2.1 e 28.1 ± 4.2 °C; isto permite concluir da tendência da temperatura do solo sob a vegetação em igualar a temperatura do ar.

A Fig. 3.23 mostra que a temperatura mínima da superfície do solo na presença de biomassa é 6 °C superior à do solo nu, em Junho (1998). Dado o comportamento discutido da temperatura máxima, conclui-se que a vegetação diminui a temperatura máxima superficial de forma mais pronunciada do que faz aumentar a temperatura mínima; e se o valor absoluto da temperatura do solo é importante na caracterização do ambiente térmico do solo, outra característica relevante e que tem a ver com o regime térmico do solo é a amplitude térmica diária ou anual. A seguir este tópico é resumido e, habitualmente, duas situações extremas são consideradas.

3.3.4 Amplitude de flutuação térmica no solo

A análise do comportamento das flutuações térmicas em função da profundidade do solo é feita com base em “termistors” instalados a 10, 30 e 60 cm e no cálculo da temperatura radiativa da superfície do solo pela equação de Parton (1984). São condições térmicas extremas da temperatura do solo nos meses de Janeiro (Fig. 3.25) e Julho, ano de 1998.

Na Fig. 3.25 e na Fig. 3.26, na página seguinte, as amplitudes $A(z)$ sofrem atenuação crescente à medida que a profundidade aumenta, de tal sorte que a 30 cm, $A(30) < 0.8$ °C. Para o propósito de identificar a profundidade limite onde ainda $A(z)$ exhibe uma flutuação sincronizada com $A(0)$, vê-se claramente que em $z = 10$ cm, tal se verifica, durante todo o mês de Janeiro ou de Julho, tal como resumido pela correlação já apresenta na Fig. 3.15, segundo a qual, um amortecimento $A(z)/A(0) = 0.5$ acontece (Fig. 3.15), logo à profundidade $z = 0.09$ m, ou seja a 79% da profundidade de amortecimento (11.4 cm) média anual.

No Inverno (*i.e.*, em Janeiro; Fig. 3.25), a variância da temperatura do solo foi maior porque está sujeita a oscilações diárias mais acentuadas, essencialmente devido à nebulosidade e a chuva intermitentes; as variações térmicas são mais expressivas mais próximo da superfície. Os valores de $A(z)$ referente aos dois meses foram, em Janeiro, $A(0) = 6.2 (\pm 2.1)$, $A(10) = 4.7 (\pm 1.5)$, $A(30) = 0.61 (\pm 0.25)$, $A(60) = 0.45 (\pm 0.15)$ °C e, em Julho, $A(0) = 19.6 (\pm 3.1)$, $A(10) = 8.0 (\pm 1.3)$, $A(30) = 2.0 (\pm 0.4)$ e $A(60) = 0.8 (\pm 0.2)$ °C. Em Janeiro, a atenuação de $T(z)$ entre a superfície e $z = 10$ cm superou 50%, enquanto que, em Julho, entre os mesmos limites, tenha sido de 41%. Em Janeiro, entre $z = 30$ e $z = 60$ cm, a atenuação da flutuação térmica foi de 27%; em Julho, foi de 57%; a 60 cm, a oscilação em torno da média foi nula, sendo em média apenas 0.3 °C.

A diferença verificada entre um mês de Inverno e outro de Verão, na flutuação térmica no solo pode atribuir-se a variação das condições atmosféricas e à diferença do teor hídrico do solo. Por exemplo, em comparação com o Inverno, no Verão, a radiação diária é quatro vezes superior que no Inverno, os dias são mais longos, a humidade no solo, cerca de metade, e tudo isto compensam a diminuição da condutividade térmica em solo seco.

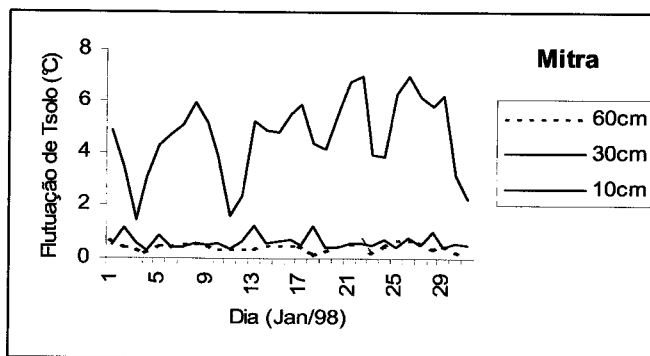


Fig. 3.25. Amplitude de flutuação (°C) periódica da temperatura do solo, Mitra (Janeiro, 1998). Médias (\pm d.p.): a 10 cm, 4.7 (± 1.5); a 30 cm, 0.61 (± 0.25); a 60 cm, 0.45 (± 0.15) °C. Amplitude à superfície: $A(0) = 8.9 (\pm 2.2)$ °C.

30

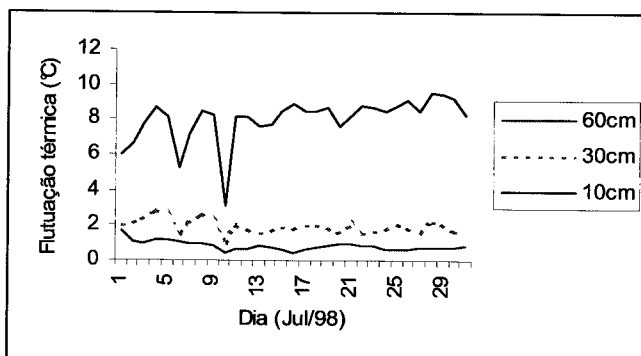


Fig. 3.26. Amplitude de flutuação (°C) periódica da temperatura no solo, decrescente com o aumento da profundidade, em solo nu. Mitra (Julho, 1998). Médias (\pm d.p.): a 10 cm: 8.0 (± 1.3); a 30 cm: 2.0 (± 0.4); a 60 cm, 0.8 (± 0.2) °C. Amplitude à superfície: $A(0) = 19.6 (\pm 3.1)$ °C.

3.4 | Condução de calor no solo

3.4.1 Introdução

A determinação da condução (G) de calor no solo impõe-se naturalmente na resolução do balanço energético à superfície. Na teoria cinética-molecular, a temperatura termodinâmica de um sistema mede a sua energia interna, expressa
5 simplesmente pela energia cinética dos átomos e moléculas (Winterton, 1997).

O contacto directo entre materiais a diferentes temperaturas dá origem à troca espontânea de energia sob a forma de calor, conforme a equação de Fourier e observando a Lei de Conservação da Energia. O processo de transferência de energia
10 térmica por contacto directo é a condução. No caso do solo, a sua superfície está sujeita a trocas da radiação solar global, trocas de calor sensível com o ar e à condução. Aqui, a condução vertical é a que mais interessa, já que se admite igualdade de condições de fronteira em toda a extensão da superfície.

Na condução do calor, a energia cinética é transferida de molécula em molécula e de
15 partícula em partícula; num dado volume elementar do material, estão envolvidas as taxas de absorção, a acumulação e condução de calor, o que vai ser responsável pela variação da temperatura do material. Ao fim de um certo intervalo de tempo, a temperatura final vai depender da temperatura inicial, condições de fronteira e das propriedades térmicas do material.

Os resultados experimentais permitem-nos determinar G a que, no entanto,
20 atribuímos uma apreciável incerteza. Por isso, G será quantificado mediante critérios alternativos, esclarecidos oportunamente.

A. Revisão sobre as propriedades térmicas dos materiais constituintes do solo

Invoca-se a equação [1.1] (condução de calor) para justificar a necessidade de
25 conhecermos a condutividade térmica (k) do solo. É, ainda, intuitivo que a acumulação de energia calorífica, pelo solo, está associada à capacidade calorífica dos seus constituintes, ou seja, ao calor específico (C_p ; $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), a pressão constante. Uma vez que lidamos com o volume aparente do solo, este é fisicamente identificado pela sua massa volúmica (*densidade*) aparente ρ_s (kg m^{-3}); a capacidade calorífica volúmica é
30 $\rho_s C_p$ ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$); expressa nessa base a capacidade calorífica de um volume elementar de solo é a média ponderada, em volume, pelas fases sólida mineral (θ_m), matéria orgânica

(θ_o), gasosa (θ_g) e líquida (θ), de massas específicas ρ_m , ρ_o , ρ_g e ρ_θ , e calores específicos C_m , C_o , C_g e C_θ , respectivamente, fornecidas por tabelas normalizadas (CRC, 1999).

Recordando que $\theta_m + \theta_g + \theta = 1$, a capacidade calorífica volumétrica do solo com j componentes é a média ponderada $\langle \rho_s C_s \rangle = \sum_j C_j \theta_j$ ($J m^{-3} K^{-1}$). A expressão

5 geralmente utilizada para $\langle \rho_s C_s \rangle$ assume que o solo é constituído essencialmente pela matriz sólida, matéria orgânica e água (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998) pelo que a equação atribuída a de Vries (1963; *cf.*, *e.g.*, Horton & Wierenga, 1983; Brutsaert, 1991) exclui o ar na estimativa de $\langle \rho_s C_s \rangle$:

$$10 \quad \langle \rho_s C_s \rangle = 2.3\theta_m + 4.18\theta + 2.50\theta_o \quad [3.15]$$

Ou seja, a capacidade calorífica do solo varia linearmente com as fracções volumétricas das fases presentes. O quadro 3.15 resume, com base em várias fontes, as propriedades térmicas dos materiais constituintes de um solo mineral e de alguns materiais de origem

15 vegetal. Excluindo o ar pela sua fraca capacidade calorífica, entre os constituintes do solo, a capacidade calorífica da água ($4.18 MJ m^{-3} K^{-1}$) é 1.81 e 1.67 vezes superior à dos minerais do solo e à da matéria orgânica, respectivamente, o que significa maior inércia térmica quer do solo húmido em relação ao solo seco e á matéria orgânica. Por seu lado, a capacidade calorífica da matéria orgânica excede em 8% à dos minerais do

20 solo. A concentração de matéria orgânica típica de 1.5 % em peso (Andrade; 2001) da camada superficial, nos solos mediterrânicos, é aproximada a zero, nos nossos cálculos.

A condução é simultânea à acumulação de calor no volume elementar $dx dy dz$ do solo e a elevação da temperatura resultante ocorre à taxa dT/dt . A condução é essencialmente espacial e a acumulação temporal e a relação matemática entre ambas é função do

25 espaço e do tempo. O facto da condução de calor ($J m^{-2} s^{-1} = W m^{-2}$) no solo ser induzido pelo gradiente (vertical) $dT(z)/dz$ da temperatura, permite definir a *condutividade calorífica* (k , $J s^{-1} m^{-1} K^{-1}$). Acresce, ainda, a similaridade conceptual entre a condução e a difusão, pelo que se identifica, o *coeficiente de difusão* ou *difusividade térmica* (α) do solo cujas unidades são $m^2 s^{-1}$. A simples análise

30 dimensional sustenta que, dadas as propriedades térmicas do solo, só a igualdade $\alpha = \alpha(z, t) = k/(\langle \rho_s C_s \rangle)$ pode definir a difusividade térmica. Conclui-se, pois, que a

difusividade térmica é a condutividade térmica por unidade da capacidade calorífica volumétrica, sendo α a propriedade térmica fundamental do solo.

5 Quadro 3.15. Valores representativos das propriedades térmicas das fases dum solo mineral e de alguns materiais vegetais a temperatura T ($^{\circ}\text{C}$). Fontes: ¹ Monteith & Unsworth (1990; *p.* 284); ^W Winterton (1997; *p.* 4); ² Campbell & Norman (1998; *p.* 118).

Materiais	Massa volúmica: ρ (10^3 kg m^{-3})	Calor específico: C_p ($\text{kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	Condutividade térmica: k ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	Capacidade calorífica volumétrica ρC_p ($\text{MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)
Minerais do solo	2.65	0.87	2.5	2.31
Matéria orgânica; folhas; frutos ^{1,2}	1.30	1.92	0.25	2.50
Madeira ^W	---	---	0.15	---
Cortiça ^W	---	---	0.035	---
Água (20 $^{\circ}\text{C}$) ^{1,2}	1.00	4.18	$0.56 + 0.0018T$	4.18
Ar (101 kPa) ^{1,2}	$(1.29 - 0.0041T) \times 10^{-3}$	1.01	$0.024 + 0.00004T$	$(1.3 - 0.0041T) \times 10^{-3}$

10 É pertinente observar-se que, em regra, o solo em humedecimento aumenta o volume aparente; o resultado do aumento simultâneo da humidade e do volume aparente implica o aumento de $\langle \rho_s C_s \rangle$, no entanto suplantado pela elevação da condutividade térmica. O efeito final traduz-se no aumento da difusividade térmica do solo húmido em relação ao solo seco.

15 Em termos simples, de facto, a taxa de aquecimento ($\partial T / \partial t$) do solo húmido é menor do que a do solo seco porque há menor intensidade (J s^{-1}) de fluxo por m^3 , quando apenas varia o teor de água. Isto significa que k simplesmente aumenta quando o solo experimenta uma fase de humedecimento. Numa palavra, a eficiência da condução de calor da camada superficial de uma mancha de solo húmido é superior à do mesmo solo quando seco.

20

B. Síntese do formalismo sobre a condução e acumulação de calor no solo

Se considerarmos um volume elementar $dx dy dz$ da camada superficial de um solo homogéneo e infinitamente profundo, em cuja fronteira superficial ($dx dy$; $z = 0$) o gradiente térmico é nulo, a condução (G) de calor (fluxo descendente), entre finas camadas horizontais contíguas, numa coluna de solo com comprimento z , é

formalmente descrita pela equação [1.1], a uma dimensão, reproduzida como equação [3.16]:

$$G = -k \frac{dT(z)}{dz} \quad [3.16]$$

5 G está em densidade de fluxo (W m^{-2}) de calor; as demais entidades envolvidas nos são já familiares. A equação [3.16] fica resolvida se conhecermos difusividade térmica k e a função $dT(z)/dz$ do gradiente vertical de T (ver equação [3.14]). A questão da derivada foi resolvida experimentalmente através da instalação de “termistores” em diferentes profundidades do solo, tecnicamente uma discretização numérica da variável z . A

10 densidade de fluxo G entre uma camada e outra, no volume elementar $dx dy dz$, expressa em intensidade volumétrica $u = \frac{\partial G}{\partial z}$ (W m^{-3}), a conseqüente taxa $\partial T/\partial t$ da variação da temperatura e a análise dimensional permitem-nos escrever, de forma directa, a igualdade (em J):

($\rho_s C_s dx dy dz$) $\partial T = -dx dy dz (\partial G/\partial z) \partial t = (k dx dy dz \partial^2 T/\partial z^2) \partial t$, ou seja, a equação de

15 conservação:

$$\rho_s C_s \frac{dT}{dt} = -\frac{dG}{dz} \quad [3.17]$$

(ou $\partial T/\partial t = \alpha [\partial^2 T(z, t)/\partial z^2]$, para k constante com a profundidade e $\alpha = k/\rho_s C_s$); a

20 equação [3.17] é a equação de continuidade (para “taxa” u de produção “local” de calor nula). O primeiro membro da equação [3.17] representa a taxa de acumulação de calor numa camada de solo e, o segundo membro, a taxa de variação da densidade de fluxo de calor com a profundidade (Campbell & Norman, 1998). A solução geral [3.17] é a equação [3.12] que na fronteira se identifica com a equação [3.13] (cf. Winterton

25 (1997).

Aqui resolvemos a equação [3.17] por aproximação numérica das derivadas a diferenças finitas, com base na medição contínua da temperatura em profundidades conhecidas, ao longo do tempo.

É conveniente realçar o significado físico e aspectos práticos da difusividade térmica

30 do solo: o fluxo de calor deve percorrer a distância característica Δz no tempo τ , tal que $(\Delta z)^2/\tau = \alpha$. A distância (profundidade de penetração) Δz depende da variação espacial da amplitude de flutuação térmica em relação à superfície e, mais fundamentalmente, se

demonstra (e.g., Winterton, 1997) que D na equação [3.12] é a profundidade característica (ver Fig. 3.15) da penetração da onda térmica superficial no solo, resultando da equação [3.17] a relação

$$\alpha = (\omega/2)D^2 \quad [3.18]$$

Daqui decorre a identidade $\tau = \omega/2$. Para o período de integração diário, retemos $D = 11.4$ cm (média) e, como, $\omega_{\text{dia}} = (2\pi \text{ rad})/(86400 \text{ s}) = 7.27 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$, calcula-se $\tau = (0.114 \text{ m})^2 / (0.48 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}) = 2.71 \cdot 10^3 \text{ s}$ (ou ~ 45 min); determina-se a velocidade de migração da onda de calor no solo (ao longo de D) que é $4.21 \cdot 10^{-2} \text{ mm/s}$ (ou 15.2 cm h^{-1}). Do mesmo modo, para o período de integração anual em que $A_0 = 13 \text{ }^\circ\text{C}$, $A_{10} = 6.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (quadro 3.16) e $\omega_{\text{ano}} = 1.99 \cdot 10^{-8} \text{ rad s}^{-1}$, obtém-se $D_{\text{ano}} = 4.82 \text{ m}$ (equação [3.20]).

3.4.2 | Quantificação da condução de calor no solo baseado no perfil vertical da temperatura

Com base nos dados experimentais, a densidade de fluxo de calor no solo pode ser calculada a partir da equação [3.16]. As medições de curvas diárias de $T(z)$, a diferentes profundidades, as respectivas amplitudes de flutuação ($A(z)$), a expressão (equação [3.15]) para calcular a capacidade calorífica, a informação contida no Quadro 3.15 e a definição da difusividade (equação [3.18]) permitem-nos uma primeira aproximação á determinação $G(z, t)$, apesar de reconhecidas restrições analíticas e grau de realismo na obtenção da solução da equação [3.17] (Brutsaert, 1991; Campbell & Norman, 1998).

Para calcular a densidade de fluxo energético (descendente) à superfície ($G(0, t)$), diferencia-se a equação [3.12] em relação a z , substitui-se em [3.16] e iguala-se z a zero, para obter (com apoio de uma tabela de derivadas):

$$G(0, t) = \frac{\sqrt{2}A(0)k \text{ sen}[\omega(t + t_0) + \pi/4]}{D} \quad [3.19]$$

A função $\text{sen}(\dots)$ varia no intervalo $[-1, 1]$ no domínio $[-\pi/2, \pi/2]$. À superfície, a condução mínima (G_{min}) corresponde a $\text{sen}(\dots) = -1$ quando o ângulo iguala $-\pi/2$; a condução máxima de calor verifica-se quando $\text{sen}(\dots) = 1$ e o ângulo é $\pi/2$ e é determinada pela expressão $G_{\text{max}} = \sqrt{2}kA(0)D^{-1}$, ocorrendo quando $\omega t = \pi/4$ (a $1/8$ do ciclo, ou $3h$ antes do máximo da temperatura do ar); G_{min} ocorre quando $\omega t = -3\pi/4$ (ou $9h$ antes do máximo da temperatura do ar). G_{max} é mensurável no volume superficial do

solo cuja espessura efectiva iguala $\sqrt{2}D$, quando se combinam a temperatura máxima à superfície (onde se verifica a amplitude igual a $A(0)$) e a temperatura mínima na sua fronteira inferior (Monteith & Unsworth, 1990).

O fluxo de calor no solo, durante o dia, é dado pela integração de $G(0, t)$ durante meio ciclo, entre $\omega t = -\pi/4$ e $\omega t = -3\pi/4$, ou seja $\langle G_{1/2} \rangle = \sqrt{2} D \rho_s C_s A(0)$, para a máxima potência energética à superfície e a mínima em $z = \sqrt{2} D$.

Para a determinação da condução de calor no solo, nas condições de campo, foram medidas séries temporais da temperatura a 10, 30 e 60 cm de profundidade, o que é suficiente para resolver a equação [3.17] (Horton *et al.* (1983), na posse das propriedades físicas dos materiais constituintes tabeladas (Quadro 3.17; cf. Winterton, 1997). A Fig. 3.27 exemplifica uma série $T(z)$, entre 1 e 7 de Julho (1998), naturalmente forçada pela radiação global (Fig. 3.28), em que as curvas diárias foram construídas com base em médias de 4 horas. Esta resolução não é suficientemente fina para, principalmente, para registar a irradiância e, especialmente, se houver intermitência. Mas, para integrais diários cumpre os propósitos, até porque, como alerta Brutasert (1991) o facto da condução de calor no solo ser, em geral, apreciavelmente inferior aos termos mais importantes do balanço energético à superfície, não são necessárias grandes precisões na sua determinação.

Inspeccionando a Fig. 3.27, é claro que, à medida a onda se propaga em profundidade, o tempo de ocorrência do máximo da temperatura se atrasa em relação ao da temperatura máxima à superfície. Aparentemente isto foi bem captado entre 0 e 10 cm profundidade, mas não a 60 cm, o que atribuímos à baixa frequência dos registos da temperatura. Quanto à temperatura à superfície, vimos que geralmente é superior a 40 °C e, normalmente, entre 50 e 60 °C em dias de céu limpo. Verifica-se que, até 10 cm de profundidade, a temperatura do solo interagiu quase que instantaneamente às flutuações da temperatura e da radiação atmosféricas. Por isso, as condições $z = 0$ e $z = 10$ cm podem ser utilizadas como fronteiras espaciais para uma aproximação à condução de calor no solo, pelo método do gradiente térmico (a equação Fourier).

Para solo seco em Julho de 1998 (Fig. 3.15), temos $D = 0.13$ m e $A(0) = 19.8 \pm 2.9$ °C; a capacidade calorífica é $\rho_s c_s = 1.89 \pm 0.06$ MJ m⁻³ K⁻¹, a difusividade é $\alpha = (0.48 \pm 0.08) \cdot 10^{-6}$ m² s⁻¹, donde resulta a condutividade $k = \alpha \rho_s c_s = 0.91 \pm 0.16$ W m⁻¹ K⁻¹ (Quadro 3.16) Nestas condições, obtém-se, durante o dia, $G_{1/2} = [(53-37.7)/0.10](0.91) = 141$ W m⁻² (ou 4.80 MJ m⁻² dia⁻¹), para $\Delta z = \sqrt{2} D = 0.18$ m. Por seu lado, estima-se a

condução máxima como $G_{\max} = 195 \text{ W m}^{-2}$ (ver página anterior); pode considerar-se a relação $G_{1/2} = (2/\pi)G_{\max}$, para uma integração diária sinusoidal, no período de luz.

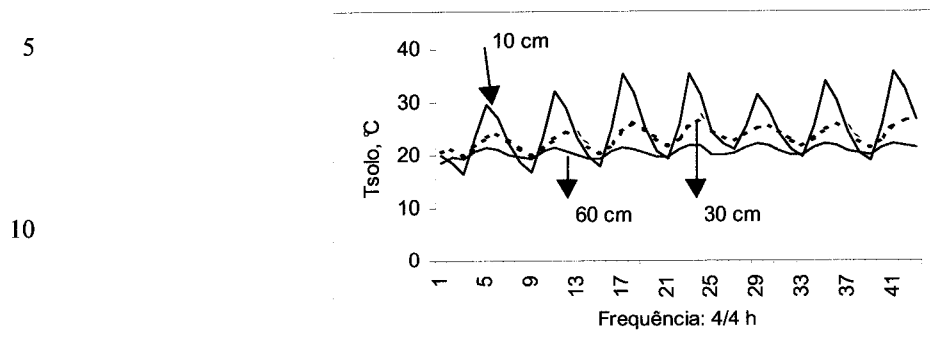


Fig. 3.27 Flutuação periódica típica, do tipo harmônico, da temperatura do solo a 10, 30 e 60 cm de profundidade. Mitra, 1-7 Jul/98.

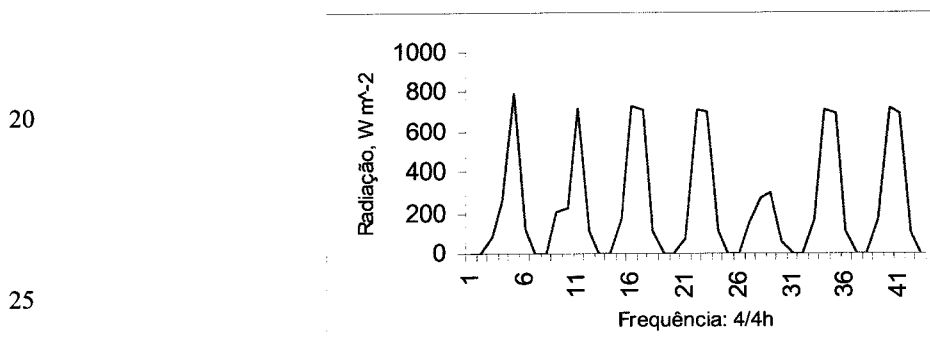


Fig. 3.28 Uma série temporal da radiação solar global, no mesmo período referido na Fig. 3.27.

Comparada com a radiação solar global, a condução máxima calculada representa 0.23 da $R_{g(\max)}$, cuja média foi $851 \pm 123 \text{ W m}^{-2}$ (ou $28.9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; $\Delta t = 14.83 \text{ h}$), entre 1 e 25 de Julho. À noite R_g é zero e o balanço da radiação é negativo pelo que no período circadiano G pode considerar-se nulo (equação [3.19]; Allen *et al.*, 1998), mas Paço (2003) mostra que, na realidade, uma cumulação de G igual a 5% da R_n no Verão ocorre no solo exposto.

No seu estudo sobre a repartição da energia disponível pelos diferentes termos do balanço energético num pomar (esparso) de pessegueiros regado, Paço (2003; p. 99) mediu distribuições diárias de G com frequência semi-horária em que, por exemplo, de

8 a 17 de Julho de 1998, e entre 29 de Julho e 3 de Agosto de 1999, a condução máxima nas linhas de plantação G_{\max} foi de 200 W m^{-2} , em dias de céu limpo, uma tendência muito estável, para as mesmas condições de solo e clima. Para ambas as séries, G ao longo do dia representou 0.23 da radiação líquida (R_n), e ~ 0.4 , para os máximos, às 9:30 e às 12:00 *h*. Para o pomar referido, no Verão, o valor médio diurno da razão G/R_n foi igual a 0.2, com máximo de 0.3 ao meio-dia (Paço, 2003; *p.* 103), portanto uma distribuição sinusoidal descreve a evolução diurna da razão G/R_n na plantação esparsa de pessegueiros.

10 Quadro 3.16. Propriedades térmicas do solo franco-arenoso e parâmetros (média \pm erro-padrão; $n = 30$) para o fluxo de calor no solo. Humidade do solo: $\theta \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Mitra, 1998.

Parâmetro	Janeiro	Julho	Ano
Ao ($^{\circ}\text{C}$); ($z = 0$)	6.2 ± 2.2	19.8 ± 2.9	13.0 ± 3.8
A10 ($^{\circ}\text{C}$) ($z = 10 \text{ cm}$)	4.7 ± 1.5	8.2 ± 0.9	6.5
A30 ($^{\circ}\text{C}$) ($z = 30 \text{ cm}$)	0.61 ± 0.25	2.0 ± 0.33	1.3
A60 ($^{\circ}\text{C}$) ($z = 60 \text{ cm}$)	0.45 ± 0.15	0.86 ± 0.23	0.65
Profundidade de amortecimento			
D (cm)	$11.2 (r^2 = 0.987)$	$12.9 (r^2 = 0.995)$	12.2
(equação [3.17])			
$\sqrt{2} D$	15.8	18.2	14.4
Condutividade térmica: k [$\text{W}/(\text{m K})$]	1.66 ± 0.57 ($\theta = 0.358 \pm 0.01$)	0.9 ± 0.16 ($\theta = 0.118 \pm 0.01$)	0.95 ($\theta = 0$) 1.21 ($\theta_{\text{cc}} = 0.09$); 1.52 ($\theta_{\text{cc}} = 0.2$); 2.10 ($\theta_{\text{sat}} = 0.4$)
Difusividade térmica α [$k/(\rho_s c_s)$; mm^2/s]	0.58 ± 0.20 ($\theta = 0.347 \pm 0.063$)	0.48 ± 0.09 ($\theta = 0.118 \pm 0.025$)	0.53
Capacidade térmica volumétrica: $\rho_s C_s$ ($\text{MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)	2.87 ± 0.02 ($\theta = 0.358 \pm 0.01$)	1.89 ± 0.06 ; ($\theta = 0.118 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)	1.37 ($\theta = 0$) 1.75 ($\theta = \theta_{\text{cc}}$) 2.22 ($\theta_{\text{cc}} = 0.2$) 3.05 ($\theta_{\text{sat}} = 0.4$)
G_{\max} (W m^{-2}) (com $z = \sqrt{2} D$)	181	195 (com $z = \sqrt{2} D$)	188
$G_{1/2}$ (MJ m^{-2}) (meio ciclo)	4.2	6.8	5.0

15 Conclui-se que, para além de processos da termodinâmica do ar húmido não traduzidos pela equação [3.19], como ciclos de evaporação/convecção/condensação no interior dos poros (Campbell *et al.*, 1994; Campbell & Norman, 1998), e da apreciável incerteza experimental (essencialmente devido à questão da representatividade espacial) na determinação de G , tanto o uso das placas de medição da condução de calor (*cf.*

Paço, 2003) como a combinação da temperatura do solo, medida por “termistors”, com a equação [3.19] acabam por fornecer idênticos valores de G .

A forma como são determinados os parâmetros no cálculo do fluxo de calor no solo depende da informação fornecida pelo dispositivo experimental. A condução depende de D (equação [3.19]), por sua vez determinado pela difusividade, através da equação [3.16], sendo esta ainda função da humidade do meio. Por isso, na posse das amplitudes de flutuação térmica à superfície e a 10 cm de profundidade, a difusividade térmica foi aproximada de acordo com o método numérico sugerido por Horton *et al.* (1983), *viz*:

$$\alpha = \frac{\omega}{2} \left[\frac{z_{10} - z_0}{\ln(A_0 / A_{10})} \right]^2. \quad [3.20]$$

Esta equação é, claro, formalmente idêntica à equação [3.18], e baseia-se na aproximação $D \approx (z_{10} - 0) / \ln(A_0 / A_{10})$, para a camada de solo entre a superfície e $z = 10$ cm; A_0 foi determinada em função da temperatura superficial, por sua vez determinada a partir das séries contínuas da temperatura do ar e da radiação global (Modelo de Parton). Um critério simples e pragmático para aferir o valor de D , baseia-se na comparação deste com a profundidade do solo que armazena a água evaporável na “camada superficial” do solo, durante um ciclo completo de dessecação. Esta hipótese foi testada durante um ensaio simples em que a evaporação acumulada foi medida *in loco* com a sonda TDR (ver secção §3.7).

A profundidade de amortecimento D varia com a humidade e tem um máximo a cerca de 50% de saturação do solo (Monteith & Unsworth, 1990; Andrade, 2001), mas a informação disponível para os meses de Janeiro e Julho, com temperaturas diferentes, não permite concluir o mesmo. A comparação de D dos meses referidos permite ver (Quadro 3.16) que, em Janeiro, à humidade média de $0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ correspondeu a $S = 0.60$ e $D = 11.5$ cm, 12% mais baixo que D em Julho, para $\theta = 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $S = 0.16$. No solo franco-arenoso estudado, $S = 50\%$ corresponde à capacidade de campo.

Quanto à amplitude de flutuação térmica à superfície, em Janeiro, $A(0)$ foi de 6.2 °C e representou 31% da homónima em Julho, mês em que S diminuiu para 27% da observada em Janeiro. Quanto à evolução anual de da condução, vê-se que, pelo menos parcialmente, o integral diurno da condução, em Janeiro, fez 60% do integral observado em Julho, que é basicamente explicado pelo efeito conjugado de maior irradiância e duração astronómica do dia (*i.e.*, 14.6 *h*) no último mês que superou em

62% a duração média do período de luz diário em Janeiro. Nestas considerações, a nebulosidade não foi explicitamente considerada, admitindo-se que o seu efeito está incluído no valor da irradiância global.

O Quadro 3.17 resume dados da temperatura do solo entre a superfície e $z = 30$ cm. O valor da $A(0)$ referente ao mês de Julho e assinalado com “§” é idêntico à maior amplitude de flutuação térmica anual observada e que foi $A(0) = 21.7$ °C, em Junho do mesmo ano; e com base em Junho, a coluna do solo como profundidade z procurada multiplica-se por 1.11. No mês de Julho, $A(0)$ pertenceu ao intervalo [18.3, 20.9] °C de um erro-padrão da sua média observada, pelo que $A(0) = 21$ °C pode ser mantido para os três meses mais quentes do ano. As estimativas da localização dos geotermómetros estão basicamente correctas, até $z = 30$ cm abaixo da superfície do solo.

Quadro 3.17. Temperatura (°C) do solo: médias (erro-padrão) em Julho e Janeiro (1998), Mitra (p.Sb.s). A profundidade z foi estimada no intervalo D a $\sqrt{2} D$. Ver texto.

	Profundidade de instalação (suposta)	Mínimo (°C)	Máximo (°C)	Amplitude de flutuação observada $A(z)$ (°C)	de Estimativa da profundidade de instalação de geotermómetros z (cm)
Julho	0	13.9 (2.4)	52.4 (4.5)	19,6[§] (1.3)	----
	10	21.6 (2.1)	37.7 (3.7)	8.0 (1.3)	7.6 a 10.7
	30	24.7 (2.3)	28.7 (2.0)	2.0 (0.4)	20.2 a 24.0
Janeiro	0			8.9 (2.2)	
	10	4.6 (2.5)	13.9 (2.0)	4.7 (1.5)	6.2 a 9.5
	30	8.0 (1.3)	9.2 (1.3)	0.61 (0.25)	21.8 a 29.9

Para além da possibilidade de determinar a profundidade de z que se localiza um “termistor”, outra vantagem prática a explorar é a estimativa da camada superficial mínima do solo cuja temperatura interage instantaneamente com a temperatura máxima do ar e com a radiação solar. Para isso iguala-se G_{\max} ($=195$ W m⁻²) e a expressão $k(T_{\max(0)}/D)e^{(-z/D)}$ (equação [3.14]) de G . Vimos que G_{\max} pouco varia, em condições de solo e clima semelhantes. Assim, para o período das medições da taxa transpiratória em 2001, entre 23 de Agosto e 4 de Setembro, a equação de Parton estima, para a superfície 54.2 °C (± 4.6 ; $n = 14$), a temperatura superficial que se extingue em profundidade de acordo com o termo exponencial. Para o máximo valor de D ($= 0.129$ m) e $k = 0.91$ W m⁻¹ K⁻¹, a profundidade procurada é $z = 0.087$ m, ou 8.7 mm, onde a temperatura é 51% da superficial.

3.5 | Curva de retenção de água no solo

3.5.1 Introdução

O solo mineral é um meio poroso (com microporos e macroporos) e deformável, logo, possui capacidade e capacitância hídrica. Paralelamente, o solo garante as condições de suporte e da actividade vegetal e, por isso, constitui seguramente a base da cadeia da produção de biomassa nos ecossistemas. O significado mais amplo do solo define-o como *habitat*, um facto justificado pela existência da disciplina científica *ecologia do solo* (Killham, 1994).

O solo retém a água de que as plantas necessitam para a sua sobrevivência e essa retenção (geralmente expressa por curvas de pF) é feita pelas forças matriciais de retenção, contra a acção do campo gravítico terrestre. A sobrevivência das plantas implica a absorção pelas raízes, transporte xilémico até às folhas (contra o potencial hídrico no solo e o gradiente gravítico) e a transpiração foliar, para a atmosfera. Nesse percurso, várias resistências hidráulicas em série se interpõem ao fluxo transpiratório, entre elas, a resistência do solo, que varia inversamente com a condutividade hidráulica do solo e com a densidade volumétrica das raízes (*cf.*, *e.g.*, Guswa *et al.*, 2004). Assim, a quantidade de água a que a comunidade vegetal de um dado ecossistema tem acesso para a transpiração vai depender da capacidade de enraizamento (em extensão e em densidade volumétrica das raízes finas) e da procura atmosférica para o vapor de água.

Interessa para o presente estudo compreender, com suficiente detalhe, a relação eco-hidrológica que se estabelece entre a dinâmica da água do solo (insaturado), em direcção às raízes, e a dinâmica das raízes, na procura e extracção da água do solo. Atingir este objectivo passa pela quantificação e comparação da importância relativa entre a redistribuição da água do solo (insaturado) e a sua absorção pelas raízes, na variação da água do solo enraizado.

A par da determinação laboratorial das fracções de terra-fina e das curvas de humidade (θ) – pF(θ) (Costa, 1973), as relações hídricas no solo foram abordadas de acordo com Campbell (1997) e Campbell & Norman (1998). Nessa perspectiva, a partir das fracções da terra-fina, a classe textural foi reduzida à média geométrica e desvio-padrão do diâmetro das partículas da fase sólida; a partir daqueles parâmetros, todas as propriedades hidrológicas e hidrodinâmicas conhecidas são derivadas: constantes de

humidade, potencial hídrico em solo saturado, parâmetros da curva $\psi_m(\theta)$, *i.e.*, da humidade (θ) – tensão, e da condutividade hidráulica, cuja determinação experimental é laboriosa. O formalismo referido foi confrontado com o tratamento estatístico de Saxton *et al.* (1994; *i.e.*, baseado apenas nas percentagens de areia, argila e limo) e com outro estudo analítico, a partir da equação da viscosidade de Poiseuille-Hagen (*cf.*, Sawyer *et al.*, 1994), bem como em medições de campo da taxa de infiltração horizontal.

Antes de tratarmos as curvas de retenção de humidade, achámos necessária uma revisão de conceitos fundamentais sobre a relação entre a geometria, termodinâmica de equilíbrio de fases líquido/vapor e hidrodinâmica, para justificar a transposição do modelo de sistemas capilares artificiais para o solo, como meio poroso natural. Nesta análise, as curvas tradicionais de $pF(\theta)$ são convertidas em curvas de potencial matricial, $\psi_m(\theta)$, da água do solo que, ao contrário do pF é um conceito com significado biofísico preciso.

15

3.5.2 | Curva de retenção de humidade – potencial matricial a partir da conversão da curva de humidade – pF

A água retida pelo solo não é igualmente disponível às plantas ou a outros seres vivos do solo, como os fungos, por exemplo. A disponibilidade da água é medida pelo seu potencial químico, ou seja, pelo o potencial hídrico no solo, que é equivalente à energia por unidade de massa de água. Esta é a razão fundamental pela qual $pF(\theta)$ deve ser convertido em $\psi_m(\theta)$ equivalente. Além disso, a escala de pF é reapreciada e são discutidos alguns tópicos relacionados com o seu comportamento matemático e a sua utilização. São, ainda, revistos alguns conceitos fundamentais sobre o estado energético da água em sistemas capilares, similares aos meios porosos.

25

A. Reapreciação da escala de $pF(\theta)$

A forma clássica de exprimir a sucção a que a água está sujeita no solo, por exemplo, e devida a Schofield é através do logaritmo da altura (h) equivalente de uma coluna de água expressa em centímetros, a escala de pF (*cf.* Costa, 1973), originariamente, definido na escala logarítmica de base 10, por:

30

$$pF[\text{cm}] = \log(h[\text{cm}]) \quad [3.21]$$

Não analisando o domínio da equação, nem o significado dimensional do logaritmo de uma altura, os limites operacionais da escala de $pF(\theta)$ foram estabelecidos com base em preceitos agronómicos. Descartando o caso improvável do solo a temperatura ambiente estar completamente seco ($pF(0) = -\infty$), o zero da escala ($pF = 0$) implica $h = 1$ cm. Os limites da água disponível para as plantas, isto é, a capacidade de campo (θ_{cc}) e o coeficiente de emurchecimento (θ_{ce}), correspondem a $pF = \sim 2.0$ ($h = 100$ cm) e $pF = 4.2$ ($h = 15\ 000$ cm), respectivamente. Para exemplo, atente-se ao quadro 3.18 que ilustra a relação entre pF e a humidade (θ) do solo, tal como foi obtida em laboratório.

Quadro 3.18. Humidade volumétrica (θ , $m^3 m^{-3}$) do solo retida contra sucções (pF) extractivas nas camadas [0–10] e [50–60] cm nos perfis “A” e “B”. Porosidade média \pm erro-padrão: $\langle \theta_s \rangle = 0.43 \pm 0.04 m^3 m^{-3}$.

Sucção: pF (cm)	Perfil “A” [50–60] cm	Perfil “B” [50–60] cm	Perfil “A” [0–10] cm	Perfil “B” [0–10] cm
0.0	0.429	0.377	0.438	0.475
1.8	0.268	0.264	0.313	0.293
2.0	0.237	0.238	0.266	0.257
2.54	0.181	0.189	0.176	0.191
3.0	0.160	0.157	0.144	0.160
3.5	0.076	0.069	0.089	0.092
4.2	0.079	0.072	0.089	0.093

O quadro 3.18 exemplifica a relação entre θ e os valores extractivos de pF na camada superficial [0-10] cm e na camada mais profunda, [50–60] cm, de dois perfis. As relações $pF(\theta)$ do quadro 3.18 são tomadas como “curvas-padrão” e não corrigidas por razões que esclarecemos no texto. A relação ilustrada na Fig. 3.29 refere-se apenas à camada [0-10] cm do perfil “A” do solo para visualização da relação. Conceptualmente, o pF não é um potencial, embora o seu logaritmo, em termos de resultante expressa em altura equivalente de coluna de água, a que podemos associar desde logo a correspondente pressão. A presença do “p” remete para a escala do pH, este sim, o potencial hidrogeniónico (pressão dos hidrogeniões em solução aquosa). Portanto, para além da transformação logarítmica de h (cm) em $pF(h)$ não constituir uma vantagem algébrica óbvia, tirando o facto de rectificar e compactar a escala, encerra uma inconsistência conceptual. No entanto, o comportamento da curva de pF fornece informações qualitativas importantes, por exemplo, nos pontos de inflexão, pontos

críticos onde a sucção varia bruscamente, como imediatamente após a saturação e na vizinhança de pF4.

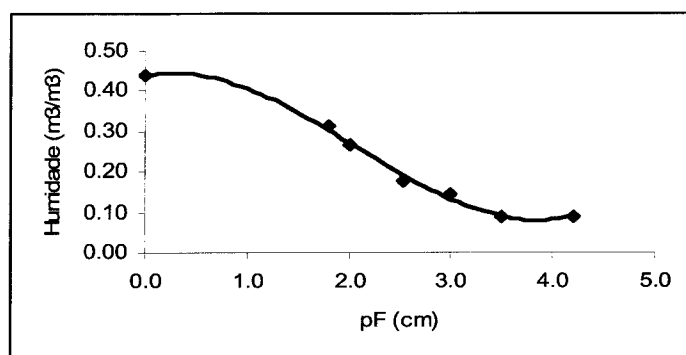


Fig. 3.29. Curva de retenção *umidade-pF* não corrigida tal como foi obtida em laboratório (“curva-padrão”): valor nulo de pF em solo saturado. Camada [0-10] cm do perfil “A”.

15

O pF está praticamente ausente na literatura científica moderna da especialidade, o que não será alheio ao poder computacional ganho com o advento do computador digital, nas últimas seis décadas. Uma das ambiguidades ligadas à determinação do pF é o critério “pF = 0 em solo saturado”, assumido independentemente da textura do solo. Esta condição significa fixar $h = 1$ cm, para todos os solos e atribuir-lhes arbitrariamente o mesmo potencial de entrada do ar, $\psi_e(\theta_s)$, em oposição ao que é empiricamente observado (*cf.* Campbell & Norman, 1998). Apesar de a determinação das curvas de pF (cm) não constituírem um problema em si mesmo, impõe-se como rotina a sua conversão em potencial matricial, ψ_m (J kg^{-1}), equivalente, cujo significado preciso está isento de ambiguidades.

Regressando à Fig. 3.29, é claro que o subdomínio operacional da escala de pF(θ), entre 0.0 (assumido à saturação) e 4.2 (para h de 1.58×10^4] cm), não corresponde exactamente aos limites naturais da umidade do solo, entre θ_s e o limite inferior que é a humidade do solo seco ao ar, neste caso, $\theta_a = \theta_{ce}/3$. Este corresponde a pF > 4.2. O potencial em solo saturado é ψ_e e depende da classe textural (*cf.*, *e.g.*, Campbell, 1974; Saxton *et al.*, 1994). Campbell & Norman (1998) indicam que ψ_e varia no intervalo -4 e 0.0 J kg^{-1} de $\psi_m(\theta)$ (*i.e.*, $\psi_m \leq \psi_e$), para as onze classes de textura da nomenclatura dos solos. Importante do ponto de vista ecológico é o facto de ψ_e representar o máximo valor de ψ_m que garante uma fase gasosa contínua no solo, de acordo com Brooks & Corey (1964, citado por Iversen *et al.*, 2001). A água facilmente disponível à planta

35

corresponde ao subdomínio quase linear da curva de $pF(\theta)$, na Fig. 3.29, entre $pF1.8$ e $pF3.0$.

Estes reparos permitem que se torne a discutir sobre os aspectos práticos da escala de pF , assumindo que as bases de dados com ela construídas constituem uma importante fonte de informação que nos parece não ter merecido a devida atenção perante a opção pelo ψ_m na abordagem das relações hídricas no solo. A argumentação que se segue é sustentada, por um lado, na relação entre o estado termodinâmico da água do solo e a distribuição do raio dos poros hidratados e, por outro lado, na distribuição do diâmetro médio (d_g) das partículas sólidas. É suposto ser racional descrever a classe textural do solo quer através do diâmetro das partículas minerais quer através da distribuição do tamanho dos poros; a escolha deve recair sobre a via mais expedita. Mas, antes da conversão da curva de pF observada na do ψ_m pretendida, procedemos a uma síntese dos fundamentos físicos que sustentam as relações entre a geometria dos sistemas capilares (porosos) e a hidrodinâmica dos líquidos que os permeiam.

15

3.5.3 Revisão de conceitos fundamentais sobre a relação entre geometria, termodinâmica de equilíbrio de fases líquido/vapor e hidrodinâmica para justificar a transposição do modelo de sistema capilar para meios porosos

Para a base formal desta revisão, seguimos essencialmente White & Ross (1991). Na interpretação tentamos destacar aspectos relacionados com as relações hídricas no *SPAC*. O objectivo é evidenciar as relações físicas da capilaridade, da hidrostática e a sua relação com a hidrodinâmica em sistemas capilares e, por analogia, em meios porosos, como o solo (ou o xilema) quando permeados por líquidos viscosos. Este é o enquadramento para a modelação quer do fluxo de água no solo quer da curva de retenção de água. O interesse prático e imediato da modelação da curva de retenção de água no solo é o de relacionar, formalmente e em bases físicas, a humidade e ψ_m e destacar as bases das relações físicas entre a água e o solo em questão, entre este e a planta e na própria planta, essencialmente durante ciclos de dessecação. Assim, entre dois instantes, uma variação $\Delta\theta(t)$, implica uma variação $\Delta\psi_m$ (no limite $\partial\theta/\partial\psi_m < 0$) e, por isso, a curva $\psi_m(\theta)$ descreve, em ambiente natural, também, a crónica dos estados de equilíbrio hidrostático, entre um teor hídrico inicial e outro final, num volume

elementar de solo, eventualmente enraizado. Então, qual é a natureza física desta curva de equilíbrio e como se estabelece?

Responderemos à esta questão depois de revistos alguns princípios fundamentais da termodinâmica do equilíbrio e da hidrodinâmica da água em sistemas capilares. Entre tais condições estão a do equilíbrio hidrostático aplicado a uma coluna de água ou do ar atmosférico, a relação entre o potencial matricial e o diâmetro do poro hidratado, a termodinâmica do equilíbrio de fases líquido – vapor sobre uma superfície plana ou sobre uma superfície côncava de água pura, num tubo capilar, para chegarmos à explicação última do carácter termodinâmico do movimento da água em meios porosos.

10

A. Condição de equilíbrio hidrostático no solo

Consideremos qualquer ponto de uma curva $\psi_m(\theta)$ de retenção de humidade (e.g. Fig. 3.32) para descrever o estado instantâneo de equilíbrio hidrostático da água no solo. Consideremos, ainda, que cada ponto representa um poro cilíndrico capilar de raio (r) constante e com uma orientação arbitrada, a vertical, por exemplo. Esse poro está hidratado e o líquido (água, por exemplo) é viscoso e molha as paredes do poro para formar um menisco côncavo na superfície do líquido na interface água / ar devido ao

15

desequilíbrio de forças intermoleculares dirigido para o interior da massa líquida.

A condição de equilíbrio estático (macroscópico) é a resultante do efeito combinado da força capilar (F_c) de retenção produzida pela tensão superficial ($\sigma = 0.075 \text{ N m}^{-1}$, a 0°C) da água na interface líquido / ar, no poro, ao longo do perímetro molhado ($2\pi r$), e a força gravítica F_g sobre o volume da coluna líquida: $F_c = 2\sigma\pi r$ e $F_g = \rho g\pi r^2 z$; as pressões em confronto permitem escrever (para a água $\cos(\gamma) \approx 1$):

20

$$2\sigma/r - \rho g z = 0 \quad [3.22]$$

γ é o ângulo de contacto entre o menisco e a parede molhável do capilar. A equação [3.22] fornece duas importantes informações, a saber: a sucção (ou potencial matricial) a que a água está sujeita no capilar varia inversamente com o raio do poro e que a pressão hidrostática varia com a altura de uma coluna do fluido, aspectos que nos serão úteis na reapreciação da clássica escala de pF de Schofield (Costa, 1973). A solução da equação [3.22] resolve o aspecto mecânico das condições de equilíbrio da água no sistema capilar. Mas, o equilíbrio hidrostático da água é simultâneo ao equilíbrio

25

30

termodinâmico entre as fases líquida e de vapor do solo à temperatura representativa do sistema, quando a água é retida segundo o potencial matricial $\psi_m(\theta)$.

B. Potencial matricial e dimensão do poro hidratado

A curva característica $\theta(\psi_m)$, de humidade/tensão (*vide*, Fig. 3.32), deriva da conversão da curva de $pF(\theta)$. Esta é obtida pelo procedimento padronizado sobre amostras de solo não perturbadas, previamente saturadas ($\theta = \theta_s$), e depois submetidas à pressão (P [Pa]) crescente de extracção (ver Fig. 3.29), numa câmara de pressão, enquanto é, também, medida a humidade (θ_p , % em peso) retida pelo solo em cada etapa. P é a pressão que equilibra ψ_m , a tensão (potencial matricial) da água no solo. A relação de proporcionalidade $P \propto \psi_m$ permite relacionar o potencial matricial com a dimensão média dos poros hidratados (após extracção), segundo a teoria da capilaridade. As condições possíveis de equilíbrio (equação [3.22]), combinadas com a interpretação dos dados laboratoriais, permitem, pois, escrever:

$$2\sigma/r = \rho gz = -\psi_m(z) \quad [3.23a]$$

$$r[\mu\text{m}] \psi_m[\text{Pa}] = 150 [\mu\text{m Pa}] \quad [3.23b]$$

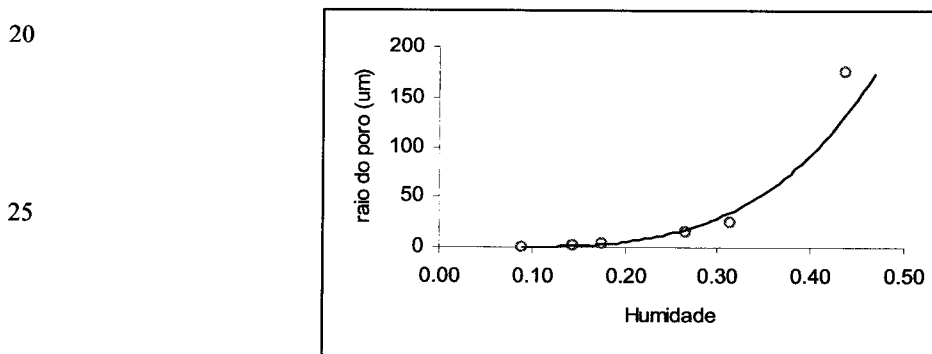


Fig. 3.30 Relação entre o raio (em μm) máximo dos poros hidratados e a humidade actual do solo, para o caso da Fig. 3.29, segundo equação [3.23a].

A equação [3.26a] e a equação [3.26b] dizem-nos que as condições de extracção contínua da água do solo fazem "regredir" a água remanescente para classes de poros cada vez mais estreitos segundo uma relação hiperbólica, em que a constante define a tensão superficial da água. As observações empíricas sustentam este tipo de relação no solo, como ilustra a Fig. 3.30. Assim, quando o teor de água no solo iguala o coeficiente

de emurchecimento, o raio médio dos poros totalmente hidratados é de 94.6 nm, três ordens de grandeza inferior ao raio hidratado em solo saturado (176 μm).

A pressão hidrostática (P) correspondente à tensão da água no solo, é expressa pela altura hidrostática equivalente (lei de Pascal) em centímetros, o que deu origem à escala de $pF(\theta)$ (*cf.*, Costa, 1973), em parte como necessidade de facilitar os cálculos (não havia PC!). A escala de pF tem menor amplitude que a da altura equivalente e a razão entre os seus extremos tem três ordens de grandeza, quando a humidade varia entre θ_s e θ_{ce} . Contudo, a curva $pF(\theta)$ resultante tem uma representação matemática algo complexa, em "S" invertido (ver Fig. 3.29). Antes de reapreciarmos a escala de pF , vejamos os aspectos formais relacionados com a variação da pressão de um gás com a altura (distância) à fonte de vaporização e com o equilíbrio da fase de vapor sobre uma superfície plana e sobre uma superfície côncava de água pura.

C. Variação da pressão atmosférica com a altura

A pressão hidrostática em função da altura da coluna de líquido em equilíbrio hidrostático, no campo gravítico, serve igualmente para modelar a variação da pressão que se observa ao longo de uma coluna de ar, ou qualquer dos seus constituintes, em equilíbrio estático. Seja, então, o ar com massa volúmica (ρ_a), nesta condição. Considera-se, ainda, uma coluna cilíndrica de ar atmosférico com secção transversal constantes, a temperatura T , que se estende desde o nível médio do mar (NM) até ao topo da atmosfera, onde a pressão é virtualmente nula.

Se $p(z)$ é a pressão atmosférica à altura z , em $z+\Delta z$ a pressão será inferior a $p(z)$ na quantidade igual ao produto do peso da coluna de ar pela espessura Δz para a secção igual a 1 m^2 , ou seja: $\Delta p = -\rho_a g \Delta z$. O ar comporta-se quase como um gás perfeito, logo pela lei de Boyle-Charles, a pressão de uma mole do ar é $p(T) \approx RT/V_m$, onde V_m é o volume molar de um gás perfeito, igual a $0.0242 \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$ nas condições de referência da temperatura [$T_0 = 273.2 \text{ K}$] e pressão [$p_0 = 101.3 \text{ kPa}$] ao nível médio do mar; $R = 8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ é a constante dos gases. Por explicitação de ρ_a , facilmente se chega à equação integral:

$$\ln(p/p_0) = \left(-\frac{M_a g}{RT} z \right) \quad [3.24a]$$

donde

$$p(z) = p_o \exp\left(-\frac{M_{ag}}{RT}z\right) \quad [3.24b]$$

em que p_o é a pressão na origem ($z = 0$); $p/p_o \leq 1$ e $\ln(p/p_o) \leq 0$. O grupo (M_{ag}/RT) com unidade m^{-1} é o factor de “extinção” linear de p com a altitude; o seu valor de referência é $1.25 \times 10^{-4} m^{-1}$, ao longo de 8 000 m. É preciso uma variação muito significativa da altura para que difira significativamente de p_o . Se as equações [3.27a, b] se aplicarem a um poro insaturado de água, com dimensão linear característica z , na ausência de isotermia, $p(z)$ será função de T devido ao gradiente térmico estabelecido ao longo de z . No caso de tal acontecer, haverá circulação (convecção) contínua do ar no interior do poro induzida pela alternância evaporação/condensação entre os seus extremos (Campbell & Norman, 1998).

Naturalmente, aplicadas a uma coluna vertical da atmosfera, as equações [3.24] permitem determinar a altitude do lugar. A altitude da Mitra são 300 m e a pressão atmosférica prevista pela equação [3.24b] é 97.4 kPa, tal como medido pelo sistema IRGA (modelo LI-1600M).

D. Equilíbrio de fases líquido / vapor sobre uma superfície plana de água pura

A atmosfera é, essencialmente, uma mistura de gases, pelo que as equações [3.27a, b] se aplicam, nas condições indicadas, não só à pressão atmosférica como também às pressões parciais dos gases constituintes. Consideremos o vapor de água (vH_2O) e uma superfície plana de água pura definida em $z = 0$. À temperatura constante T , a pressão parcial $e_s(T)$ à superfície é saturante; se a fase gasosa está em equilíbrio termodinâmico com a fase líquida, à cota z a pressão parcial do vH_2O é $e(T)$. Para o equilíbrio fase líquida – vapor escreve-se:

$$\ln(e/e_s) = \left(-\frac{Mg}{RT}z\right) \quad [3.24c]$$

onde M é a massa molecular da água e (e/e_s) é a humidade relativa (HR) do ar à temperatura particular do sistema água - vH_2O . O grupo (Mg/RT) , com unidade m^{-1} , é o factor da rarefacção da humidade atmosférica com a altura, o seu valor de referência é *ca.* $7.2 \times 10^{-5} m^{-1}$ e tem o mesmo sinal algébrico que o “coeficiente de extinção linear” de $p(z)$, no entanto 57.6 vezes menor que estes (ver equações [3.27a, b]).

E. Equilíbrio líquido - vapor sobre uma superfície côncava de água e movimento da água em solo insaturado como processo espontâneo

A interacção entre a água do solo e a matriz sólida molhável implica a formação de meniscos de água nas interfaces água - ar (atmosfera do solo). Ao contrário do que acontece numa extensa superfície livre, a superfície livre da água no menisco é côncava, pelo que a equação [3.24b] se não aplica a este sistema particular sem o adequado reajustamento. Sob pressão atmosférica e temperatura constantes, a concavidade da superfície líquida faz diminuir a energia-livre de Gibbs das moléculas de água no menisco em relação à superfície plana. Este efeito propaga-se à fase de vapor, concluindo-se que a humidade relativa do ar em contacto com o menisco côncavo é inferior à humidade relativa do ar em contacto com a superfície plana (onde HR = 100%). Daqui é imediato reconhecer-se que a diminuição da energia-livre da água, tal como é induzida pela concavidade do menisco, varia inversamente com o raio (r) do capilar e, conseqüentemente, a pressão parcial (e) do vapor de água sobre o menisco, também.

Recorda-se que o equilíbrio termodinâmico de fases líquido - vapor é simultâneo com o equilíbrio hidrostático entre a força de sucção, devido à tensão superficial (σ) ao longo do perímetro molhado $2\pi r$, e a força resultante da diferença $p-P$ entre a pressão atmosférica (p) acima do menisco e a pressão hidrostática (P) da coluna de água, imediatamente abaixo do menisco, actuantes sobre a superfície do menisco de área πr^2 , à cota z :

$$2\pi r\sigma = (p-P)\pi r^2 \quad [3.25a]$$

logo,

$$p-P = 2\sigma/r \quad [3.25b]$$

É claro, agora, que a pressão hidrostática no menisco é inferior à pressão atmosférica acima do menisco na quantidade $2\sigma/r$, induzida apenas pela propriedade tensioactiva do líquido e da geometria do capilar. Por seu lado, a pressão hidrostática é função da altura da coluna de água, verificando-se, também, para $\Delta z = z-z_0$ (com $z_0 = 0$):

$$p_0 - P = \rho g z \quad [3.25c]$$

como foi visto que z deve ser extremamente grande para que p difira significativamente de p_0 , quando não seja o caso, da comparação das equações [3.25]

(a-c) pode afirmar-se, sem erros importantes pelas pequenas distâncias em causa e com $p_0 \cong p$:

$$2\sigma/r = -\rho gz \quad [3.25d]$$

A tensão a que o líquido está sujeito é $-\rho gz$ e o potencial hídrico é $gz = -2\sigma/\rho r$; substituindo na equação [3.24c] e fazendo $e_s = e_0$, obtém-se a relação fundamental

$$\ln\left(\frac{e}{e_0}\right) = -\frac{M}{\rho} \frac{1}{RT} \frac{2\sigma}{r} \quad [3.25e]$$

A equação [3.25e] pode apresentar-se na forma $(RT/M)\ln(e/e_0) = -2\sigma/(r\rho)$ e se aplica a um sistema de fases líquido – vapor, por exemplo, água – vapor de água, em equilíbrio termodinâmico, sendo basicamente função do raio de curvatura da superfície livre do líquido. Numa superfície plana de água pura, no limite, $r \rightarrow \infty$ e $e/e_0 \rightarrow 1$; em tubos capilares $r \rightarrow 0$, $\ln(e/e_0) < 0$ e $e/e_0 \rightarrow 0$. No primeiro membro da expressão reconhecemos o potencial químico do líquido, cada vez mais negativo à medida que o tubo capilar fica mais estreito e, no segundo, a tensão capilar de equilíbrio por unidade de massa, com unidades $m^2 s^{-2}$ (ou $J kg^{-1}$). Ou seja, a tensão capilar da água líquida é função logarítmica da humidade relativa da fase de vapor com a qual está em equilíbrio termodinâmico. Deste modo, a equação [3.25e] apresenta uma fraca sensibilidade à variação da temperatura, mas, pelo contrário muito elevada em relação à variação da humidade relativa, o argumento. Em teoria, a equação [3.25e] pode aplicar-se à evaporação da água no solo (Secção §3.10.4).

Repara-se que a condição $\ln(e/e_0) < 0$ do sistema de fases líquido – vapor, em sistemas capilares, significa a diminuição da energia-livre de Gibbs associada ao movimento da água, o que a termodinâmica tipifica de processo espontâneo. Isto é extrapolável para os meios porosos hidratados, logo, o movimento da água no solo é espontâneo, na acessão termodinâmica do termo, já que a física que lhe está subjacente impõe sempre a existência de uma fase gasosa em que se verifica a condição $e/e_0 < 1$.

A condição $\ln(e/e_0) < 0$, ao se apresentar como a condição fundamental ao movimento da água no solo, principalmente em solo insaturado, entre os limites da água disponível, tem singular significado biofísico para as plantas porque é responsável pelo fenómeno da redistribuição hidráulica no solo, que se processa sem acção gravítica. Recorda-se, aqui, que a entrada da água nas raízes é um fluxo radial passivo, através da

membrana “preferencialmente permeável”. Neste ponto, íntimos que, em solo insaturado e enraizado, a condição indicada e a taxa de redistribuição hidráulica devem revestir-se de significado ecofisiológico (e para a ecologia evolutiva das plantas vasculares terrestres?). Na secção §3.8.2 calcularemos a taxa de entrada de água na raiz.

5 A lei de Raoult pode ser invocada para outra analogia e sustentar a interpretação da diminuição do potencial hídrico, num tubo capilar, como fenómeno idêntico ao efeito da dissolução de sais, na formação de soluções aquosas diluídas, o que origina a diminuição do ponto de fusão e a elevação do ponto de ebulição da solução. Como consequência, é exigido mais energia (exterior ao sistema), por unidade de massa da
10 solução, para realizar trabalho (e.g., formação de vapor, extracção de água). Numa tal solução, o potencial hídrico diminui em relação à água pura, no mesmo ambiente, devido ao potencial osmótico. Isto é semelhante ao que se passa com os casos de uma superfície plana e outra curva de água pura.

Transpondo para o solo o conjunto destas ideias, a hidrodinâmica de sistemas
15 capilares aplica-se ao solo; estende-se, também, à planta que, para sobreviver, mantém a corrente transpiratória, através dos vasos xilémicos, com dimensões micrométricas. Assim, a hidrodinâmica é responsável pelo carácter contínuo da estrutura hidráulica, no contínuo *SPAC*. A água move-se, do solo para as folhas, movida pela diferença de potencial hídrico entre estes dois domínios, contra a resistência hidráulica aparente da
20 planta.

Não tendo sido determinada directamente a curva de retenção $\psi_m(\theta)$, mas, sim, a de $pF(\theta)$, após esta revisão, estamos em condições de discutir a conversão das curvas de $pF(\theta)$ em curva de retenção humidade - tensão.

F. Conversão de curvas de $pF(\theta)$ em curvas de retenção $\psi_m(\theta)$

25 Para o nosso propósito o conceito de pF tem apenas interesse numérico, ao contrário de ψ_m que tem significado físico preciso; a curva $pF(\theta)$ é facilmente convertida no seu equivalente, $\psi_m(\theta)$. Começa-se por reparar que ambas as relações $pF(\theta)$ (Fig. 3.29) e $\psi_m(\theta)$ (Fig. 3.33) são curvilíneas. Se a curva de $\theta(pF)$ for ajustada sem a ordenada na origem, obtém-se uma curva ajustada em potência, matematicamente mais simples
30 (Campbell, 1974; Saxton *et al.*, 1994) do que uma polinomial. Dada a curva de retenção na forma $pF(\theta)$, ou a inversa $\theta(pF)$, como na Fig. 3.29, a física que lhe é subjacente permite a sua conversão imediata em $\psi_m(\theta)$, a partir da conjugação da equação [3.21],

de definição de pF, e da equação [3.25c], da pressão hidrostática. Assegurando a homogeneidade dimensional, a altura equivalente ($h[\text{cm}]$) é o resultado da expressão da energia-livre molar (ψ_{mol} , J/mol) por unidade de peso (mg). Assim, a definição do pF permite escrever:

$$5 \quad \text{pF} [\text{cm}] = \log(100\psi_{\text{mol}}/\text{mg}) \quad [3.26a]$$

ou

$$10 \quad -\psi_{\text{m}} (\text{J/kg}) = 10^{\text{pF}(\theta_s)-1} \quad [3.26b]$$

Dada a relação [3.26b], verifica-se que $\text{pF} = 0.0$, na origem (Fig. 3.29), impõe a ψ_{m} o limite superior igual a $\psi_e = -0.1 \text{ J kg}^{-1}$, independentemente da classe textural do solo, ao contrário do que é empiricamente evidenciado (Campbell & Norman (1998); aliás ψ_e tem uma forte dependência da porosidade (θ_s) do solo (*vide* equação [3.43]). De facto, a equação [3.25e] impõe $\psi_{\text{m}} < 0$ e, logo, $\text{pF} > 0$! Adoptando o formalismo apresentado por Campbell (1997), o maior valor $\psi_e = -0.33 \text{ J kg}^{-1}$ foi obtido para um substrato poroso com 100% de areia do tipo da camada [0-10] cm do local perfil "A", e o pF equivalente foi 0.5 cm: pF05 pode ser considerado um extremo inferior "natural" e realista. Assim, em primeira aproximação, o estado de saturação do solo ficaria definido não por $\text{pF}(\theta_s) = 0$ cm mas por $\text{pF}(\theta_s) = 0.5$ cm.

Em termos gráficos, a truncatura da curva de pF como enunciada, corresponde a traçar uma horizontal no gráfico da Fig. 3.29 a partir do valor $\theta_s(0)$ observado até interceptar a curva $\theta(\text{pF})$, baixar uma vertical até o eixo horizontal para determinar $\text{pF}(\theta_s)$ correspondente. De seguida usa-se a equação [3.26b] para calcular $\psi_e[\text{pF}(\theta_s)]$; por exemplo, se $\text{pF}(\theta_s) = 1.18$ cm, $\psi_e[\text{pF}(\theta_s)] = -1.51 \text{ J kg}^{-1}$; deste modo esta expressão serve para aproximar, também, θ_s (determinada em laboratório) em cálculos de optimização numérica quando a equação [3.43] é eleita como termo de comparação. Se repararmos, a equação [3.26b] identifica $\psi_e = 0$ com $\text{pF}(\theta_s) = 2$, quando este valor é atribuído à capacidade de campo (quadro 3.18). Torna-se claro que a anulação de ψ_e em cálculos numéricos gera uma inconsistência física e uma indeterminação matemática. Em rigor, basta o facto da água conter ar dissolvido, para ψ_e ser < 0 .

Ao contrário do problema relativo à identificação do limite inferior, a questão do extremo superior de pF (em solo húmido com raízes activas) não é problemática porque não gera indeterminação matemática, como é o caso originado pela anulação arbitrária

de ψ_e . Convém, agora, lembrar que o critério que fixa o limite superior de pF tem natureza biológica porque, para a maioria das plantas vasculares terrestres, sucções \geq pF4.2 têm efeito deletério. Em geral, da equação [3.26b], tem-se $pF = \log[\psi_m(\theta)] + 1$, e para as espécie mesófitas, mantemos o limite superior que é $pF_{ce} = \log[\psi_m(\theta_{ce})] + 1 =$
 5 4.18; para um valores intermédios de pF, a média é $\psi_m(\theta) = -100 \text{ J kg}^{-1}$ e $pF = 3$. A curva de humidade-tensão apresenta uma forte sensibilidade para pF superior a 3.

10
 15

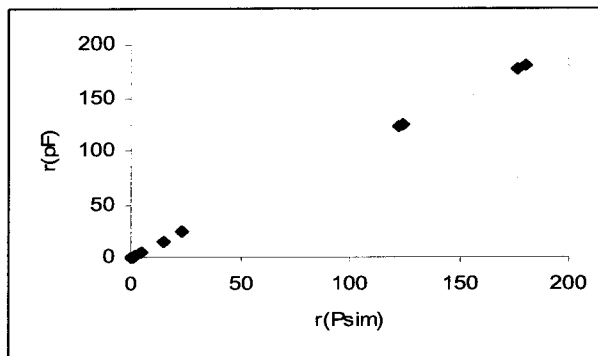


Fig. 3.31 Raio médio do poro hidratado na camada [0-10] cm em quadro perfis determinado a partir da curva de pF ($r(pF)$) e do potencial matricial ($r(\psi_m)$) após convergência na origem. Critério no texto.

20

Inspeccionando atentamente a relação entre as curvas $pF(\theta)$ e $\psi_m(\theta)$, apercebe-se que o problema sobre o confronto entre pF e ψ_m emerge quando se pretende uma relação entre pF e o raio (r) médio dos poros hidratados, tal como se procede em relação a ψ_m vs. r (*vide* equação [3.23b]). Consideremos, então, o caso da camada [0-10] cm do perfil “A” (Fig. 3.29 e Fig. 3.31). Em função de pF, o raio médio dos poros $r(pF0)$ que corresponde a $pF = 0$ é $1500 \mu\text{m}$, *ca.* 15 vezes maior do que a dimensão daqueles em solo saturado, calculado como $r(\psi_e)$. Por conseguinte, tecnicamente, a solução matemática entre as duas curvas diverge. É, pois, preciso responder a esta questão.

30

Entretanto, é facto: em solo saturado, $\psi_m = \psi_e = -1.45 \text{ J/kg}$, na mesma camada superficial do perfil “A” (quadro 3.18), resultante da conversão de pF. Na análise numérica levada a cabo, pF0 é o único ponto em que as duas equações para estimar o raio médio dos poros diverge, logo estamos perante uma singularidade matemática. O exercício de convergência numérica com base nas equações [3.23b] e [3.26a] conduziu
 35 ao ajustamento linear perfeito apresentado na Fig. 3.31. O raio máximo em solo

saturado variou entre 123 e 180 μm , cujo intervalo de um erro-padrão da média foi $151 \pm 32 \mu\text{m}$. O diâmetro máximo dos poros foi, aparentemente, 302/90, ou seja, ~ 3.4 vezes superior ao diâmetro das partículas, mas, com a dessecação este quociente baixa para 0.52 (52%), a pF1.8, e para 0.002 (0.2%), a pF4.2, o que reflecte a diminuição do diâmetro médio dos poros hidratados, à medida que a dessecação do solo progride.

Tal como acontece para ψ_m (equação [3.23b]), existe também uma relação entre o pF e o raio médio do poro hidratado, através da equação de base física que define a tensão superficial. Tomando como função-chave a equação de Laplace-Young e conjugando-a com a definição [3.24] (a, b) da pressão $p(z)$, chega-se, como se exige, a estoutra:

$$r[\mu\text{m}] 10^{(\text{pF}-1)} [\text{N m}^{-2}] = 150 [\mu\text{m N m}^{-2}] \quad [3.27]$$

Basta comparar para se concluir pela convergência imediata, para $\text{pF} > 0$, entre a equação [3.27] e a equação [3.26a]; a relação apresentada na Fig. 3.31 ilustra o resultado. Já foi dito que fazer $\text{pF} = 0$, para o solo saturado, atribui a todos os solos o valor comum de ψ_s igual a -0.1 J kg^{-1} . A conversão entre pF e ψ_m por utilização da equação [3.26a] justifica-se quando se pretende estimar o maior raio dos poros hidratados no caso da curva de retenção disponível ser $\text{pF}(\theta)$. Para exemplificar, recorramos às séries laboratoriais relativas à camada superficial [0-10] cm (perfil "A").

O raio médio dos poros hidratados varia, na camada [0-10] cm (perfil "A"), entre 155 μm , em solo saturado, e 0.095 μm (95 nm), para $\theta = \theta_{\text{ce}}$; neste intervalo de humidade, a média geométrica do raio dos poros é 3.99 μm e o seu valor (*i.e.*, a função $r/r_{\text{max}} = \exp(-1.5659\text{pF})$; $r^2 = 0.937$) reduz-se para metade quando $\text{pF} = 0.44$; o factor de redução típico é $r/r_{\text{max}} = \exp(-1) = 0.37$, quando $\text{pF} = 0.64$. No nosso caso, a humidade correspondente à capacidade de campo ($\theta_{\text{cc}} = 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) ocorre entre pF2.0 e pF2.54 e, neste intervalo, o poro hidratado apresenta o raio médio de 8.06 μm . No intervalo $\theta_{\text{cc}} \leq \theta \leq \theta_{\text{ce}}$ que define a água disponível, o raio médio do poro hidratado diminui para 1.34 μm e, segundo a equação [3.23a], o potencial médio correspondente é $\psi_m(\theta_{\text{cc}} \leq \theta \leq \theta_{\text{ce}}) = -112 \text{ J kg}^{-1}$, indicando claramente que durante a extracção integral da água disponível, o potencial matricial prevalecente é apenas 7.5% do potencial matricial de emurchecimento e que a planta experimenta sempre relativo conforto hídrico.

A curva de pF exhibe *hysteresis* mas esta não é considerada na modelação das relações hídricas solo – planta, uma vez que só se inclui a fase de dessecação do solo.

Finalmente, segue-se a apresentação da curva de retenção de humidade tensão, obtida experimentalmente.

3.5.4 Curva de retenção de humidade – tensão: $\psi_m(\theta)$

Como objecto matemático, uma curva $pF(\theta)$, tal como a sua inversa $\theta(pF)$, define no domínio de interesse uma exponencial especial, com dupla inflexão e de difícil tratamento analítico. Este padrão cria a necessidade (a) do uso de uma equação versátil, geralmente com mais do que um parâmetro, ou (b) da especificação de funções diferentes para subdomínios diferentes da humidade. Ao contrário, a curva $\psi_m(\theta)$, proposta por Campbell (1974), em forma de potência simples (tipo $y = ax^{-b}$) é de fácil manuseamento em modelação matemática e a sua transformada logarítmica ($y' = a' - bx$) é uma recta em todo o seu domínio, com declive constante e igual a $-b$.

A Fig. 3.32 e a Fig. 3.33 representam curvas de retenção do tipo $\psi_m(\theta)$, originadas a partir da conversão de curvas $pF(\theta)$; são ambas incluídas para evidenciar a variabilidade espacial dos seus parâmetros de ajustamento. Não desenvolvemos qualquer algoritmo de escalonamento espacial dos parâmetros hidrológicos do solo, limitando-nos a construir uma curva que melhor se adaptasse à dispersão observada e presente na Fig. 3.33, de que a Fig. 3.32 resulta de um subconjunto da série de valores observados, em conformidade com os limites de humidade observados, nomeadamente, θ_s , θ_{cc} e θ_{ce} que constam no quadro 2.2.

Os argumentos de base que justificaram o ajustamentos da curva retenção $\psi_m(\theta)$ prendem-se com o facto da água disponível no solo, sujeita à absorção pelas raízes das plantas, não ter significado biofísico apenas pela existência, mas, essencialmente, porque o mesmo teor de água em solos de diferentes texturas não é igualmente absorvida pela mesma variedade vegetal. Isto, porque a energia de retenção da água varia entre as diversas classes de textura (diferentes diâmetros das partículas, diferentes distribuições da dimensão dos poros) e com a saturação hídrica do mesmo solo. Esta informação está contida nas relações obtidas anteriormente e que justificaram a curva de retenção em análise.

Compare-se a curva da Fig. 3.32 com a curva de retenção síntese (Fig. 3.33), agregada até 60 cm de profundidade e conclui-se sobre a apreciável variabilidade dos parâmetros hidrológicos do solo, aqui traduzida pelos parâmetros de ajustamento a (coeficiente) e b (expoente) da curva de retenção; são claros os intervalos de variação

entre 0.017 e 0.054 (pelo factor 3.18) e entre 3.87 e 4.77 (factor 1.23), respectivamente; o expoente b é, aparentemente, mais estável.

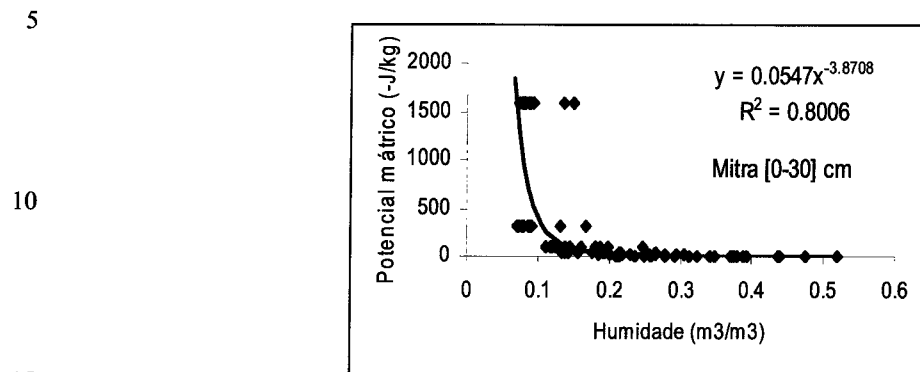


Fig. 3.32 Curva de retenção da humidade (em sistema de eixos invertidos) vs. potencial matricial (dessecação da amostra de solo); camada [0-30] cm, referente a quatro perfis. $\theta_s \in [0.34, 0.53] \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

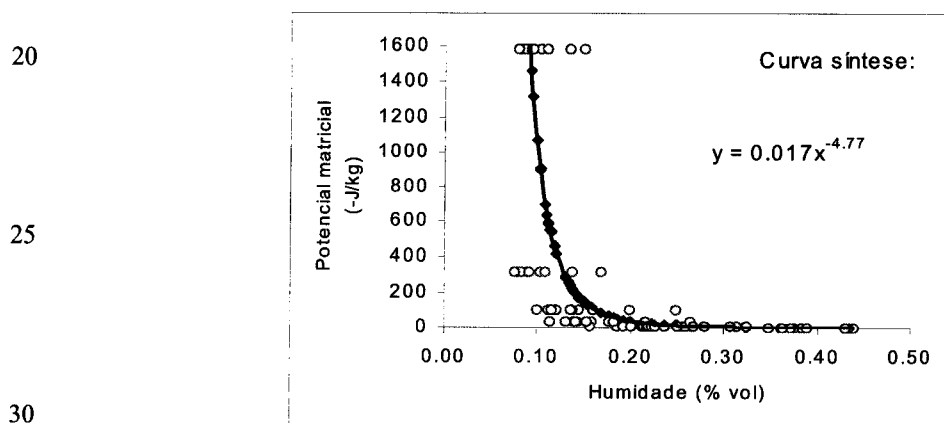


Fig. 3.33 Curva agregada de retenção humidade vs. potencial matricial ($\langle \psi_e \rangle = -1.49 \text{ J/kg}$, $\langle a \rangle = 0.017$, $\langle b \rangle = 4.77$) correspondente à coluna de solo com 60 cm de profundidade e a amostras de solo recolhidas nos locais “A” e “I” ou “B”, na transecta central do campo experimental (Anexo 1). A textura do solo é franco-arenosa (Quadro 2.2). À dispersão original (com $a = 0.0292$; $b = 4.04$; $\psi_e = -1.15 \text{ J/kg}$; $r^2 = 0.807$; $n = 84$) foi ajustada a equação geral (síntese) representada, através da optimização de $\langle \psi_e \rangle$ acima indicado; $\langle \theta_{cc} \rangle = 0.22$ e $\langle \theta_{ce} \rangle = 0.091 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

A relação do tipo potência ($\psi_m(\theta) = a\theta^{-b}$; $a > 0$; $b > 1$) (Campbell, 1974) tem comportamento assintótico, como exemplifica a Fig. 3.32 para $a = 0.055$ e $b = 3.87$; o grau de determinação da correlação, $r^2 = 0.80$, é significativo a 1%. O ajustamento da

curva de retenção mostrou-se melhor por camada individual com 10 cm de espessura cada, tendo sido produzida uma família de curvas em profundidade. Quando todas estas curvas foram aglomeradas em número de ordem crescente das camadas, verificou-se um aumento da dispersão, naturalmente devido à heterogeneidade espacial do solo, envolvendo, por exemplo, o aumento da densidade aparente com a profundidade.

A família de curvas pode ser substituída por uma curva de retenção agregada, o que exige critérios de otimização numérica. Começámos por agregar e a dispersão que inclui quatro referentes à camada superior [0–30] cm, para a qual as médias dos dois parâmetros que correspondem à saturação foram $\langle\theta_s\rangle = 0.45 \pm 0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, e $\langle\psi_e\rangle = -1.26 \pm 0.26 \text{ J kg}^{-1}$, sendo este $\langle\theta_s\rangle$ 13% superior à média agregada (0.40) de todo o perfil (Quadro 2.2). Como ψ_e depende de θ_s elevada à potência $2b$ (veremos), o efeito daquela diferença propaga-se de forma mais que proporcional. Se a assíntota horizontal da curva $\psi_m(\theta)$ é $\psi_e(\theta_s)$, a assíntota vertical natural é o teor de água do solo seco ao ar, $\theta_a = \theta_{ce}/3$, ou $0.033 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, como foi observado. A concavidade da curva $\psi_m(\theta)$ mostra que esta (e a inversa $\theta(\psi_m)$) exhibe forte sensibilidade na vizinhança de $\theta = 0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Após a optimização numérica, resultou a curva síntese (Fig. 3.33) com os parâmetros médios agregados ($n = 12$) $\langle a \rangle = 0.017$ e $\langle b \rangle = 4.77$ e assíntota horizontal $\langle\psi_e\rangle = -1.49 \pm 0.49 \text{ J kg}^{-1}$; o potencial matricial $\langle\psi_{cc}\rangle = -23.3 \text{ J kg}^{-1}$, à capacidade de campo, e $\langle\psi_{ce}\rangle = -1 560 \text{ J kg}^{-1}$, de emurchecimento, se referem os teores de água $\langle\theta_{cc}\rangle = 0.22$ e $\langle\theta_{ce}\rangle = 0.091 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectivamente, consistentes com os intervalos médios dos valores homónimos observados (Quadro 2.2). Para aceitar esta manipulação numérica, os valores fixados de ψ_e e b , dado $\theta_s = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Quadro 2.2), devem calcular o diâmetro médio das partículas do solo, através da equação de $\psi_e(\theta_s)$ (equação [3.41]), com uma aproximação aceitável, definida segundo a “função-de-erro” e graus de liberdade envolvidos. É a curva de retenção “exacta”, assim obtida, que está graficada sobre o plano da dispersão original, na Fig. 3.33, cumprindo-se o desiderato proposto.

O comportamento da curva de retenção de água tem implicações ecofisiológicas sobre as plantas, nomeadamente, associadas às relações hídricas solo – planta; assim, para salvaguardar o conforto hídrico e o equilíbrio metabólico da planta, durante um ciclo de dessecação do solo, a diminuição brusca de $\psi_m(\theta)$, em torno de $\theta = 0.104 \pm 0.036 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, indica que é conveniente a reposição da capacidade de campo no solo, logo que ψ_m atinja um valor crítico. Mas, se é imperativo, ou não, que todo o sistema de

raízes de uma planta deva estar em conforto hídrico para que a transpiração iguale a taxa transpiratória máxima potencial, é uma questão a que ainda voltaremos neste documento. Por ora, retemos que a curva de retenção ajustada a uma unidade de volume elementar do solo não é função explícita do tempo; $\psi_m[\theta(t)]$ contém a informação implícita do movimento e variação da água no solo, sendo esta pertinente ao estudo do balanço hídrico. Para o estudo do balanço hídrico, a relação $\theta(t)$ é uma questão chave.

No entanto, a curva de retenção é igualmente interpretada como fornecendo uma imagem estática (de equilíbrio) da distribuição espacial $\theta(z)$ unidimensional da água no solo, em condições particulares, e $\psi_m[\theta(z)]$ o estado da água no perfil considerado, num dado instante, sendo claro que as condições de equilíbrio hidrostático instantâneas no solo são espacialmente variáveis. Nos casos mais simples da terminação da taxa de variação média ($\langle \Delta A \rangle$) da água no solo, em períodos relativamente longos, dois perfis verticais $\theta[z(t_1)]$ e $\theta[z(t_2)]$ determinados em duas datas (t_1 e t_2) diferentes, durante um ciclo de dessecação, são suficientes para a quantificação do uso da água pelas plantas. Mostraremos, neste trabalho que se a taxa transpiratória foliar for medida com frequência adequada entre as datas t_1 e t_2 , $\langle \Delta A \rangle$ é correctamente estimada por um modelo de escalonamento com base em informação fornecida exclusivamente pela parte área da planta.

Ajustámos a curva de retenção de água com base no potencial matricial, mas o potencial hídrico total (ψ_t) é a soma de várias parcelas. Tendo em conta que o regime de chuva induz à variação do grau de saturação do solo, alternando entre solo muito insaturado e solo com água drenável, tem interesse averiguar até que ponto ψ_m explica ψ_t na posse de séries temporais de potencial hídrico medido. Essencialmente estamos interessados em saber se o potencial medido em solo saturado com os sensores instalados revela ou não o ψ_e .

3.5.5 | Relação entre o potencial matricial e o potencial hídrico total da água do solo: casos experimentais

O objectivo deste tópico é a discussão de alguns aspectos práticos ligados ao uso dos sensores utilizados para a medição do potencial hídrico (da água) do solo, depois do enquadramento físico feito a seguir. A termodinâmica afirma que o potencial químico de uma substância depende da sua energia-livre para realizar trabalho, entre dois estados

energéticos bem definidos. Por exemplo, a equação [3.24b] pode ser escrita para a água do solo na forma:

$$\psi_m = (RT/M)\ln(p/p_s) \quad [3.28]$$

5

Esta é a equação de definição do potencial da água do solo, em equilíbrio termodinâmico com a pressão de vapor de água da sua fase de vapor. No entanto, o potencial hídrico total (ψ_t) da água no solo tem, ainda, uma componente osmótica (ψ_o), uma de pressão hidrostática (ψ_p) e outra de gravítica (ψ_g).

10

A equação [3.28] é válida para um sistema isolado nas condições de equilíbrio já discutidas, à temperatura representativa do sistema, constituído por exemplo pela água líquida retida e confinada num poro da matriz do solo e o vapor de água nesse poro. Por outro lado, a mesma equação [3.28] prevê um campo anisotrópico do potencial químico, porque a isotermia no sistema natural considerado, na melhor das hipóteses, só se

15

verificará pontualmente, em volumes elementares arbitrariamente pequenas. Em geral, os sistemas naturais são sistemas abertos e o solo não constitui excepção à regra. Para temperatura e humidade relativa (p/p_s) constantes, a variação do potencial no sistema só é prevista se houver troca de matéria e de energia não calorífica com a vizinhança. Se ocorrer trocas de água com sais dissolvidos, identificar-se-á a

20

componente ψ_o decorrente da hidratação de substâncias hidrossolúveis. Em solos não-salinos, que são os casos que nos interessam aqui, o teor em sais da solução do solo é muito baixo, com concentração (c) da ordem de 0.0 a 100 ppm (Costa, 1973), pelo que a solução do solo pode ser considerada suficientemente diluída de modo a negligenciar-se $\psi_o = RTc$, mesmo em solo seco ao ar.

25

Na superfície terrestre, a matéria está sujeita ao campo gravítico e o potencial hídrico total, num dado ponto do perfil do solo, depende da sua posição em relação a uma referência arbitrada, por conveniência, o nível freático, onde o solo saturado tem potencial nulo. O potencial de água integra, por isso, a componente (escalar) gravítica, $\psi_g = -gz$, em solo saturado, sendo tanto mais negativo (diminui) quanto maior for a

30

distância z em relação ao nível de referência. Nestas condições gerais, ψ_t , fica fundamentalmente definido pelos termos ψ_g e ψ_m . Postulando o solo como meio homogéneo e excluindo ψ_o ($\psi_o \rightarrow 0$; ver atrás), o estudo do potencial total aí é feito segundo uma aproximação “horizontal”, onde é válida a equação:

$$\psi_t = \psi_p + \psi_m \quad [3.29]$$

Uma vez que a pressão hidrostática é uma quantidade não-direccional, para a solução do solo muito diluída em solo não salino, a equação [3.29] é aproximada sem erros importantes para

$$\psi_t \cong \psi_m \quad [3.30]$$

Dada a definição de ψ_m na equação [3.30], a vantagem prática da equação é a de apenas requerer a medição da temperatura e a humidade relativa da atmosfera do solo para se determinar o potencial hídrico, mas o argumento, p/p_s , é, ele próprio função estrita da temperatura, e pode ser obtida em tabelas físicas. Portanto, em princípio, a medição da temperatura, seguida da sua substituição na equação [3.30] permite determinar a humidade relativa da atmosfera do solo (pedo-atmosfera), desde que ψ_m seja medida independentemente. Faremos esta tentativa para o solo saturado e insaturado.

Quanto à aplicação das equações de potenciais acima indicadas, o domínio espacial é muito importante na discriminação do efeito de cada componente de ψ_t . Nas condições usuais de aplicação das relações hídricas no solo e na planta, é negligenciado o efeito do gradiente constante ($\partial\psi_g/\partial z = -g$; $m\ s^{-2}$) do potencial gravítico, mas distâncias características como aquelas que definem a rizosfera e a dimensão dos poros nos meios porosos (solo, tecido xilémico) são suficientemente pequenas para induzirem acentuados gradientes ($\partial\psi_m/\partial z$) do potencial matricial, em solo insaturado. E como se comporta o potencial de pressão?

Na equação [3.29], o potencial da pressão hidrostática é, por definição, não-negativo: $\psi_p \geq 0$. Em solo insaturado, a água do solo interage fortemente com a matriz e $\psi_p \rightarrow 0$, estado que se manifesta já, à capacidade de campo, para o caso, quando $\psi_{cc} = -23.3\ J\ kg^{-1}$. Vimos já que em solo saturado verifica-se $\psi_m = \psi_e$ e $\psi_p > 0$, de que resulta a relação $\psi_m \cong -\psi_e$, que se espera observar no campo. Quanto a dados observados no campo, o dispositivo automático de aquisição de dados permitiu registar a evolução temporal de ψ_m , às profundidades de 10, 30 e 60 cm. É clara a informação qualitativa fornecida pelo Quadro 3.19, que resume a evolução natural de ψ_m , ao longo do ano “húmido” de 1998 e do ano “seco” (classificação justificada pela linha “*factor* ψ_m/ψ_m ”

(1999/1998)), estando as quatro estações climáticas representadas pelos meses de Janeiro, Abril, Agosto ou Julho e Novembro.

- 5 Quadro 3.19. Evolução do potencial matricial, a 30 cm de profundidade (solo armado em vala-e-cômodo), e da precipitação (mm) em ano húmido (1998) e em ano seco (1999).

Ano	Janeiro	Abril	Junho	Julho	Agosto	Novembro
Ψ_m (J/kg)	-3	-3	-160	-258	-373	-441
1998 ("ano húmido")						(antes de chover)
Ψ_m (J/kg)	-6	-14	-740	-1129	---	---
1999 ("ano seco")						
<i>Factor</i> (1998/1999)	Ψ_m/Ψ_m 2	4.67	4.63	4.38	---	---
Chuva (mm)	71	43	15	0	6	13
(1998)	[dez/97: 192 mm]					
Chuva (mm)	70	52	0	0	16	22
(1999)	[dez98: 51mm]					

10

Nota-se que, entre o Inverno e o Verão, o potencial hídrico no solo diminuiu 124 vezes, em 1998, e 188 vezes, no ano seguinte. Entre o valor intermédio de -5 J kg^{-1} e o coeficiente de emurchecimento, o factor de diminuição do potencial foi 300, o que significa existir um factor de 2.42 (1998) e de 1.60 (1999), digamos 2.01, na subestimativa de Ψ_m associado aos valores presentes no Quadro 3.19.

15

Por outro lado, informações recolhidas nos anos de 2001 e 2002 por métodos alternativos (Capítulo §3.8) indicaram que em profundidades superiores a $z = 10 \text{ cm}$, θ atinge efectivamente o coeficiente de emurchecimento no solo enraizado pelo sobreiro. Deste modo, o factor 2 fica identificado como o factor de correcção pelo qual se deve multiplicar o potencial hídrico fornecido pela equação de calibração de Armstrong e disponibilizada para o sensor de humidade utilizado (*vide* "Material e Métodos"). Recordar-se que a equação de conversão da resistência e da temperatura do solo foi calibrada pelo construtor a $18 \text{ }^\circ\text{C}$ e para $\Psi_m \geq -200 \text{ J kg}^{-1}$ (valor típico para plantas regadas), sendo criticável que a tenhamos mantido neste estudo para as condições de carência hídrica típica do Verão. Não obstante, funcionaram, nestas condições.

25

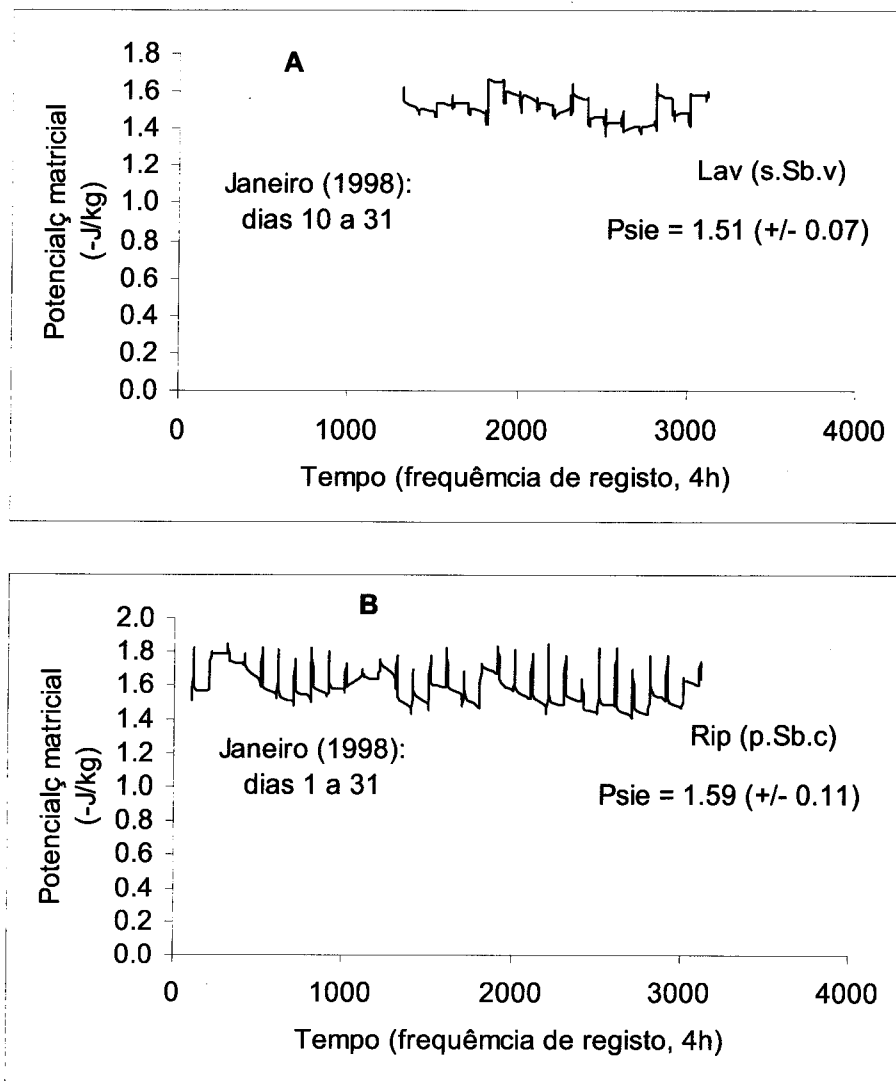


Fig. 3.34 Potencial matricial em solo saturado durante o mês de Janeiro (1998), registado com a frequência de 10 minutos (ver escala do eixo horizontal) a 30 cm de profundidade, em terreno armado em vala-e-cômodo. **A:** “s.Sb.v”, sobreiro semeado em solo lavrado (“Lav”) e sensor localizado na vala (“v”); **B:** “p.Sb.c”, plantação em solo ripado (“Rip”) e sensor localizado no cômodo, sob solo coberto (“c”) com *mulch* vegetal (palha de gramínea).

- 5 Sobre os valores de ψ_m que constam do quadro 3.19, referentes ao mês de Janeiro de 1998, esclarece-se que durante o mês anterior (Dez/97) foram registados 192 mm (em 81% do mês), valor adicionado aos 71 mm actuais para perfazer a média de 4.2 mm de chuva por dia. Nessas condições houve excesso de água no solo, sabendo-se que em solo saturado se espera $\langle \psi_e \rangle = -1.49 \pm 0.41 \text{ J kg}^{-1}$. No entanto, ψ_m médio indicado é -3
- 10 J kg^{-1} , ou seja, ψ_e é, em valor, sobrestimado pelo factor $3/1.49 = 2.01$. Isto leva-nos a

aceitar, para além da correcta informação qualitativa, que os sensores utilizados sobrestimaram ψ_m em caso de excesso de água e subestimaram-no na situação de défice hídrico no solo.

5 A origem do factor de ajustamento do potencial pode ser de ordem vária, mas isso não foi investigado. Mesmo assim, no mês de Janeiro de 1998, em algumas situações, os sensores localizados a 30 cm de profundidade mediram $\langle\psi_e\rangle$ no intervalo do seu erro-padrão. A Fig. 3.34 exemplifica isso mesmo para os tratamentos de “solo lavrado e sobreiro semeado” (“s.Sb.”) na vala (“s.Sb.v”) (o terreno foi armado em vala-e-cômore) e no tratamento plantação em solo previamente ripado (*i.e.* “ripagem/p.Sb.c” em solo 10 coberto (“c”) com *mulch* vegetal, no cômore). Como indicam os gráficos, os intervalos de um erro-padrão das médias observadas do potencial matricial foram -1.51 ± 0.07 (gráfico A) e $-1.59 \pm 0.11 \text{ J kg}^{-1}$ (gráfico B); ambos contêm o intervalo optimizado de $\langle\psi_e\rangle$ agregado. Aparentemente, $\langle\psi_e\rangle$ optimizado tem correspondência no desempenho dos sensores de humidade e potencial.

15 Outra implicação desta convergência é que podemos utilizar as séries de ψ_m e da temperatura do solo observadas para estimar o primeiro, por substituição directa na equação [3.28] e optimizando o argumento, p/p_s . Para o gráfico da Fig. 3.34, a média de ψ_m (de facto, ψ_e) simulado foi -1.53 J kg^{-1} (-1.51 observado, na camada [0-10] cm; comparável a -1.49 numericamente optimizado) com $\langle p/p_s \rangle = 0.99934$; o número de 20 dígitos significativos neste número exprime a sensibilidade da equação de definição do potencial (equação [3.28]) ao argumento pelo que é sugerido usá-la associada um critério de convergência adequado.

3.6 | Infiltração e condutividade hidráulica da água no solo

3.6.1 Introdução

5 A dinâmica da água do solo é um dos processos físicos de maior relevância no *SPAC*, porque a água desempenha um importante papel no balanço energético no solo e na planta. Além de regulador biofísico da temperatura, a água é um poderoso solvente para o transporte de minerais essenciais ao metabolismo: Assim, a taxa de infiltração de um solo determina a taxa de migração de material em solução, como nutrientes e
10 poluentes.

O facto do solo ser um meio poroso, implica que a infiltração da água aí seja acompanhada simultaneamente pela substituição do ar e pela retenção capilar. Logo, a taxa de infiltração depende do grau de saturação inicial, interessando conhecer-se o seu valor em solo saturado. É sabido que um solo, antes saturado, ao rejeitar a “água
15 drenável” continua a reter água intersticial contra a acção gravítica. Por conseguinte, a retenção da água no solo pode ser comparada à ascensão da água em tubos capilares. Por isso, quando o movimento da água no solo é tratado matematicamente, três modelos são invocados, a saber: (1) a equação hidrodinâmica de Poiseuille-Hagen, da viscosidade (η) da água, um modelo físico, estabelecido para o escoamento viscoso de
20 líquidos em tubos capilares cilíndricos; (2) a equação de Laplace-Young, da tensão superficial (σ) que relaciona o diâmetro capilar e o potencial hídrico (ψ) no tubo e (3) a equação de Darcy (equação [1.4]; *cf.* Campbell & Norman, 1998) para a difusão da água em meios porosos, em saturação, induzida pelo gradiente linear do ψ e em que o fluxo é directamente proporcional à condutividade hidráulica ($K(\psi)$).

25 Na análise que se segue, as condutividades hidráulicas vertical e horizontal estimadas com base na modelação matemática. O objectivo é, a partir de resultados empíricos sobre testes de infiltração horizontal, à superfície do solo, identificar um critério simples de conversão da componente da infiltração que é apenas induzida pelo gradiente do potencial hídrico, na taxa de infiltração vertical, que inclui a acção
30 adicional da gravidade.

3.6.2 | Modelação da condutividade hidráulica a partir da equação da viscosidade e da equação da tensão superficial

A hidrodinâmica de líquidos (aqui, água) em tubos capilares permite estabelecer a relação entre o coeficiente de viscosidade η (“éta”) e a taxa de fluxo volumétrico, em regime de escoamento viscoso, através da lei de Poiseuille (*cf.* Sawyer *et al.* 1994):

5

$$\eta = [\pi P r^4 / (8 V z)] t \quad [3.31]$$

Na equação [3.31], η depende da temperatura e é igual a 10^{-3} N m⁻² s, a 20°C; z é a distância que o líquido percorre no tubo capilar cilíndrico, de raio constante r , quando
10 sujeito à pressão hidrostática P [N m⁻²], equivalente à sucção capilar, para escoar o volume (V) ao fim do tempo t .

Por inversão da equação [3.31] e subsequente homogeneização dimensional (*S.I.*), a taxa do fluxo volumétrico elementar é dV/dt e a densidade em área do fluxo de massa é o produto $(\rho/A)(dV/dt)$, em que A representa a área da secção transversal do capilar
15 cilíndrico:

$$F_s = \frac{\rho dV}{A dt} = \frac{\pi r^4 dP}{8\eta A dz} \quad [3.32]$$

A densidade de fluxo F_s é directamente proporcional ao gradiente de pressão (dP/dz)
20 no capilar, ao longo de z , e a constante de proporcionalidade é a condutividade hidráulica, K_s em meio saturado. As unidades de condutividade dependem das unidades do fluxo e do gradiente de pressão. Observando que $\pi r^4/A = \pi r^4/\pi r^2 = r^2$ e como $P = \rho g z$ (N m⁻²), o gradiente de pressão de escoamento é $dP/dz = \rho g$ vindo o fluxo em m s⁻¹. Enquanto o capilar tiver secção transversal para ser válida a equação de Laplace-
25 Young, o raio relaciona-se com a tensão ($\psi = -P$) da água no capilar através de $\psi = -2\sigma \cos(\theta)/r$ em que σ (N m⁻¹) é a tensão superficial do sistema de fases líquido/vapor da água, aqui, para ângulo θ de contacto nulo (equação [3.32]). A equação de fluxo toma o seguinte aspecto:

$$30 \quad F_s = \frac{\rho g}{8\eta} \left(\frac{2\sigma}{\psi_e} \right)^2 \quad [3.33]$$

ψ_e (N m^{-2}) representa o potencial de entrada do ar (Campbell, 1974; Haverkamp & Parlange, 1986), em meio poroso saturado. Para exprimirmos a densidade de fluxo de água em $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, multiplica-se o resultado da equação [3.33] por ρ (equivale a converter o coeficiente de viscosidade η (N m^{-2}) em viscosidade cinemática, ν ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)).

5 A equação [3.32] identifica a dependência de K_s das propriedades físicas do fluido (água) e geométricas do tubo (ou poro do solo), da mesma forma que a discriminação das constantes geométricas e físicas do sistema permite-nos identificar $k = r^2/8$ [m^2] com a permeabilidade intrínseca do solo e escrever a relação $K_s = k/\eta\rho g$. Sendo $K_s = F_s/g$, a equação da condutividade hidráulica é:

10

$$K_s = \frac{\rho}{8\eta} \left(\frac{2\sigma}{\psi_e} \right)^2 \quad [3.34]$$

As unidades são $\text{kg m}^{-3} \text{s}$ (η com unidades equivalentes $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$). Isto é equivalente a ter F_s em $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e o gradiente de potencial em m s^{-2} , como o gradiente de potencial gravítico. (Divide-se pela massa volúmica da água, ficando P em $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, logo $dP/dz = d(gz/dz) = (\theta/\theta_s)g$ (m s^{-2}); em saturação, $(\theta/\theta_s = 1)$). Nota-se que K_s e ψ_e variam com a porosidade do meio (*e.g.*, da textura do solo) e esta sua dependência comum estabelece entre ambos uma forte relação funcional, de facto, a relação hiperbólica $K_s\psi_e^2 = C$. A determinação da constante C tem interesse prático, para a estimativa de K_s , dado ψ_e .

20 O objectivo é a aplicação da equação [3.34] ao solo e, neste caso, tudo o que precisamos para resolver aquela equação é conhecer ψ_e de solos reais com relativa segurança, tendo em atenção eventuais correcções para a temperatura devido à viscosidade e à tensão superficial.

A. Modelação da condutividade hidráulica a partir do diâmetro das partículas e da porosidade

25 Apesar da condutividade hidráulica ser efectivamente determinada pelo diâmetro médio dos poros de maiores dimensões, é prática a identificação de K_s com o diâmetro médio (d_g , equação [3.22]) dos grânulos do solo. Assim, seguindo Shiozawa & Campbell (1991), com base nas percentagens de limo e argila (quadro 3.9), os intervalos médios da média geométrica dos grânulos \pm erro-padrão e do seu desvio-

padrão foram $\langle d_g \rangle = 89.3 \pm 16.4 \mu\text{m}$ e $\langle \sigma_g \rangle = 13.4 \pm 2.3 \mu\text{m}$ (vide §3.3.3), com coeficientes de variação e 0.18 e 0.17, respectivamente.

Invocando, agora, o expoente b da curva de humidade-tensão e θ_s , as seguintes expressões empíricas para ψ_e e b são definidas:

5

$$\psi_e = -\frac{5}{\sqrt{d_g}}(2\theta_s)^{-b} \quad [3.35]$$

e

$$b = \frac{10}{\sqrt{d_g}} + 0.2\sigma_g \quad [3.36]$$

10 É evidente que ψ_e e b aumentam no mesmo sentido que o teor de argila nos solos, enquanto diminui K_s .

Neste ponto, recordamos que a conversão de $pF(\theta)$ em $\psi_m(\theta)$ permitiu ajustar a curva de retenção de humidade “agregada” (Fig. 3.17) com os parâmetros $\langle \psi_e \rangle = 1.49 \pm 0.49 \text{ J kg}^{-1}$ e $b = 4.77$, após optimização numérica. Então, estes valores resultaram da optimização numérica a partir dos correspondentes $\psi_e = 1.07 \pm 0.07 \text{ J kg}^{-1}$ (equação [3.43]; quadro 3.20), mediante o factor 1.39, e de $b = 3.77 \pm 0.56$ (equação [3.36]), segundo o factor 1.27, de tal forma que a estimativa do potencial hídrico $\psi(\theta)$, e.g., à capacidade de campo, $\langle \psi_{cc} \rangle = -23.3$ e $\langle \psi_{ce} \rangle = -1\,570 \text{ J kg}^{-1}$, ao coeficiente de emurchecimento, correspondentes aos limites de humidade $\langle \theta_{cc} \rangle$ e $\langle \theta_{ce} \rangle$ observados (quadro 3.9), resultou em desvios de +10% e -5.2%, pela ordem apontada.

20

Quadro 3.20. Propriedades hidrológicas do solo e a sua variação vertical. $\theta_s = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; mais propriedades nos quadros 3.8 e 3.9.

Limite de profundidade (cm)	%limo	%argila	b (1)	ψ_e J kg^{-1} ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)	$\langle K_s \rangle$ (10^{-3} kg m^{-3} s)
10	9.43	12.10	3.73	1.09	1.22
20	10.64	15.78	4.71	1.12	1.17
30	9.51	13.79	4.16	1.18	1.05
40	9.24	10.71	3.39	1.06	1.29
50	7.89	10.91	3.39	0.98	1.51
60	8.57	10.26	3.26	1.00	1.45

25

Substituindo $\langle \psi_e \rangle$ acima calculado e $\theta_s = 0.40$ na equação [3.35], esta é resolvida de modo que $\langle d_g \rangle = 94.6 \mu\text{m}$ (uma convergência a +5.9%); este valor e o b indicado,

substituídos na equação [3.36], devolvem $\langle \sigma_g \rangle = 12.9 \mu\text{m}$ (convergência a -3.9%). Estes graus de convergência justificam o valor otimizado de $\langle \psi_e \rangle$. Quando o factor 1.39 foi utilizado na correcção da série espacial de ψ_e e a equação [3.34] foi aplicada ao perfil do solo, entre 0 e 60 cm de profundidade, resultou a condutividade hidráulica “agregada” em solo saturado $\langle K_s \rangle = 1.28 \cdot 10^{-3} (\pm 1.74 \cdot 10^{-4}) \text{ kg m}^{-3} \text{ s}$ (Quadro 3.20).

Considerando um gradiente do potencial hídrico total unitário, na equação de Darcy, a taxa de infiltração é $\langle F_s \rangle = 45.2 (\pm 6.18) \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (mm h^{-1}), para os valores de referência de σ e η ; o coeficiente de variação de $\langle F_s \rangle$ indicado é 13.7%.

A intermitência da precipitação típica do clima mediterrânico leva a que, na maioria das vezes, o interesse de estudo recaia sobre a hidrodinâmica em solo insaturado, até porque, os limites de humidade da água disponível assim o determinam.

Nestes casos, o efeito dominante do potencial matricial sobre a condutividade hidráulica é evidenciado escrevendo $K(\psi_m)$. Campbell & Norman (1998) apresentaram as expressões adimensionais apresentadas a seguir que relacionam empiricamente $K(\psi_m)$ e K_s e são tidas como tendo um desempenho eficaz na simulação da condutividade hidráulica, conforme a informação disponível seja ψ_m ou θ :

$$K(\psi_m) = K_s (\psi_e/\psi_m)^{2+3/b} \quad [3.37a]$$

ou

$$K(\theta) = K_s (\theta/\theta_s)^{2b+3} \quad [3.37b]$$

sendo $n = 2+3/4.77 = 2.63$ e $m = 2(4.77) + 3 = 12.5$; calcula-se para a capacidade de campo o factor $7.23 \cdot 10^{-4}$, para $K(\psi_{cc})$, e $5.68 \cdot 10^{-4}$, para $K(\theta_{cc})$; o factor de ajustamento da condutividade é em média 1.31 vezes superior com origem em [3.37a] do que se for obtido de [3.37b]. Pode fixar-se $K_{cc} = (6.46 \cdot 10^{-4})K_s = 8.20 \cdot 10^{-7} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}$ (ou 0.69 mm dia^{-1}), para o factor intermédio indiferente à origem de K_{cc} .

Enfim, a condutividade hidráulica apresenta uma dupla dependência, da concentração volumétrica da água no solo (equação [3.37b]) e da temperatura através da tensão superficial (equação [3.34]) e do coeficiente de viscosidade. Recolhendo σ e η em função da temperatura, em tabelas físicas, a dependência parcial de K_s da temperatura é da ordem de $d\eta/dT = -1.5 \cdot 10^{-5} \text{ N m}^{-2} \text{ s } ^\circ\text{C}^{-1}$ (ou $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$), para η , e $d\sigma/dT = -0.1766 \cdot 10^{-3} \text{ N m}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$ (ou $\text{kg s}^{-2} ^\circ\text{C}^{-1}$), para σ , enquanto o efeito conjugado é expresso pela função $F_{T(\sigma/\eta)} = \sigma^2(T)/\eta(T) = 3815 \exp(0.0131T)$ em $\text{N s}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$.

O efeito relativo é $f_{T(\sigma/\eta)}$ (a base de cálculo é 0 °C, para $f_T = 1$; ver equação [3.34]) quando T varia entre 0 e 52.5 °C (máxima temperatura radiativa média à superfície do solo seco ao ar); assim, $\langle f_{T(\sigma/\eta)} \rangle = 1.55 \pm 0.41$; a 25 °C, este factor dá 1.39 e atinge 2 quando $T =$ a 52.5 °C. Consequentemente, a taxa de fluxo, a condutividade e a difusividade da água no solo aumentam no mesmo sentido que a temperatura.

É sintomático que o factor de correcção para a optimização de ψ_e (ver página anterior) tenha sido 1.39, também, quando a temperatura radiométrica da superfície molhada do solo acabara por atingir 25 °C, durante a difusão da água. De facto, imediatamente antes do início do teste de infiltração (a 30 de Agosto), a temperatura do solo seco foi igual a 50 °C; ensombrado durante uma hora, a temperatura diminuiu 10 °C; após isso, iniciou-se o teste e outra hora depois, a temperatura do solo seco, à sombra, era 34 °C, enquanto 25 °C, no ponto de gotejamento e na franja distal da zona de transmissão, aparentemente um gradiente térmico nulo na mancha molhada (a 25 °C).

Dito isto, em rigor não é, pois, indiferente determinar a curva de K_s em solo húmido, a 10 °C, no Inverno, ou em solo seco, a 50 °C, no Verão. De facto, Miguel (2000) concebeu e executou um estudo laboratorial do movimento da água em areia grossa (diâmetro: 180 a 460 μm ; $\theta_s = 0.29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $\rho_s = 1\,450 \text{ kg m}^{-3}$), para investigar o efeito da temperatura e da humidade inicial sobre K_s , tendo concluído que a forte dependência de K_s de ambas as variáveis recomenda que sejam tidas em conta na medição e na modelação deste parâmetro hidrodinâmico. Segundo aquele autor, ignorar a referida dependência da condutividade dessas variáveis introduz apreciáveis erros envolvendo um factor típico de 2 quando a temperatura varia entre 10 e 40 °C para humidade correspondente a 62% do grau de saturação, factor que está de acordo com a presente análise, baseada na variável $f_{T(\sigma/\eta)}$.

Conclui-se dos cálculos das propriedades hidrológicas do solo apresentados e da bibliografia consultada que estes revelam incertezas, muitas vezes, apreciáveis, subjacentes aos resultados da modelação das ditas propriedades (*e.g.*, K_s) em função da textura, apesar do grande esforço investido e de assinaláveis progressos (*e.g.*, Campbell, 1974; van Genuchten, 1980; Hillel, 1986; Miguel, 2000; Iversen *et al.*, 2001) no esteio de Brooks & Corey (1964). Tais relações baseiam-se, em parte, na teoria da capilaridade e, em parte, em correlações empíricas (*cf.*, Rawls *et al.*, 1982; Brakensiek & Rawls, 1992 e Saxton *et al.*, 2000) derivadas da modelação estatística

aplicada à determinação dos parâmetros hidrológicos do solo e das constantes a e b para gerar a curva de retenção. Esta foi a motivação para o tratamento que demos à K_s (cf. equação [3.34]).

Verificam-se, contudo, discrepâncias entre resultados produzidos por diferentes algoritmos (e.g., Campbell, 1997), Rawls *et al.* (1993) e Saxton *et al.* (2000), em relação às mesmas classes texturais da mesma base de dados, como reflexo da variabilidade natural das propriedades físicas das amostras. A presente análise sustenta a eficiência da equação [3.34]. A equação [3.34] aplica-se à infiltração vertical, logo, capta o efeito simultâneo da componente matricial e da componente gravítica a infiltração, em qualquer instante e para qualquer teor de água. Em meio homogêneo, a determinação da componente da infiltração vertical, induzida pelo gradiente de potencial matricial, faz-se através de testes de infiltração horizontal, em que a componente gravítica é nula, como na análise da secção seguinte.

15

3.6.3 | Componente da taxa de infiltração vertical induzida pelo gradiente de potencial matricial a partir da infiltração horizontal à superfície

Na secção anterior, vimos que a equação [3.34] tem solução única, para as condições que permitam determinar ψ_e , e nesta análise, foram seguidas duas vias independentes para a determinação deste parâmetro. Uma delas foi a conversão da curva de pF em curva de ψ_m e, a outra, a equação [3.35], que exprime ψ_e em função do diâmetro médio das partículas do solo, com base no formalismo empírico apresentado por Campbell (1997). No primeiro caso, ψ_e variou entre 0.75 e 1.76 (média $1.15 \pm 0.32 \text{ J kg}^{-1}$), enquanto, no segundo caso, os extremos foram 0.98 e 1.12 J kg^{-1} (média $1.07 \pm 0.07 \text{ J kg}^{-1}$). Entretanto, é reconhecida a dificuldade na modelação da condutividade hidráulica (e.g., Rawls *et al.*, 1992; Peat, *et al.*, 2000), bem como a sua laboriosa determinação experimental, quer em laboratório, quer no campo.

A equação de Darcy descreve o movimento espontâneo da água no solo e prevê a discriminação entre a componente matricial e a componente gravítica da taxa de infiltração, assim:

30

$$\begin{aligned} F_s &= -K(\psi_m) \frac{d\psi_m}{dz} - K(\psi_m) \frac{d\psi_g}{dz} \\ &= -K(\psi_m) \frac{d\psi_m}{dz} - gK(\psi_m) \end{aligned} \quad [3.38]$$

5 Quadro 3.21. Três testes de infiltração horizontal à superfície. Humidade inicial: solo seco ao ar ($\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Uma hora antes e durante o teste de infiltração o solo foi coberto com um chapéu-de-sol. Raio máximo da superfície molhada: $\langle x \rangle = 26.8 (\pm 3.59) \text{ cm}$; tempo máximo de infiltração, $t_f = 135 (\pm 39.7) \text{ min}$ (8 100 s); humidade inicial $\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, nos 11 cm superficiais; $\theta_s = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Tempo de infiltração	$x(t)$	$y(t)$	Velocidade de avanço da frente de humedecimento	Taxa de infiltração
min	cm	cm	$\frac{\partial z}{\partial t}$ cm s ⁻¹	F_h Kg/(m ² s)
---	0.0	0.0	---	---
5	4.5	4.5	0.900	0.4114
10	10.0	10.0	1.100	0.5028
15	13.0	15.0	0.800	0.3657
30	15.0	19.0	0.200	0.0914
45	18.0	21.5	0.183	0.0838
60	19.5	23.0	0.100	0.0457
90	24.0	32.0	0.015	0.1028
120	24.0	32.0	0.011	0.0011
6	7.0	9.0	1.333	0.6095
10	9.0	10.0	0.375	0.1714
15	14.0	12.0	0.700	0.3200
30	15.5	16.0	0.183	0.0838
45	19.0	22.0	0.317	0.1448
60	20.0	25.0	0.133	0.0609
180	25.0	26.0	0.025	0.0114
5	6.5	4.5	1.100	0.5028
10	8.0	6.5	0.350	0.1600
30	10.5	8.0	0.100	0.0457
45	12.5	9.0	0.100	0.0457
105	13.0	10.0	0.013	0.0057

10 Em solo saturado, $d\psi_m/dz = 0$ e $K(\psi_m) = K_s$. Como na infiltração horizontal o efeito gravítico é nulo (*i.e.*, $d\psi_g/dz = 0$), em meio homogéneo, consideramos que ela reflecte, também, a componente da infiltração vertical induzida pelo gradiente de potencial matricial ($d\psi_m/dz$), por sua vez relacionada com a capacidade capilar ($d\theta/d\psi_m$) do solo.

15 Com o decorrer da infiltração, no limite, a taxa de infiltração horizontal anula-se, por anulação do gradiente do potencial matricial, quando o solo atinge a saturação, ao contrário da taxa de infiltração vertical que tende para o valor constante, $F_s = gK_s$. Assim, se de alguma maneira calcularmos a taxa de infiltração vertical e a sua componente matricial (*i.e.*, horizontal), passaremos a dispor de um meio expedido para

acederemos à primeira, desde que se meça a segunda componente. O quadro 3.21 e a Fig. 3.35 resumem um estudo de infiltração horizontal, à superfície.

5

10

15

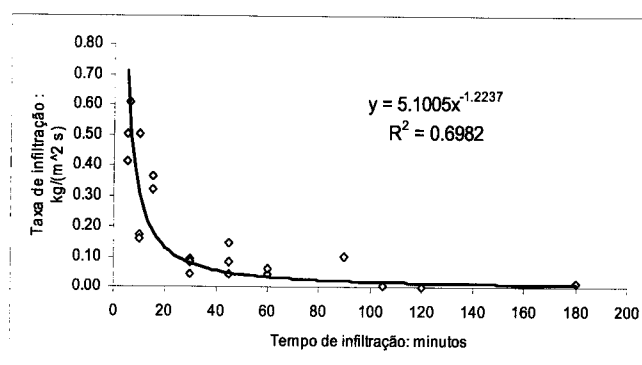


Fig. 3.35 Taxa de infiltração horizontal da água resultante de três testes de infiltração por gotejamento, em solo com a camada [0, 10] cm inicialmente seca ao ar: $\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (28 e 30 de Agosto, 2002).

Durante a infiltração o sistema consiste, essencialmente, numa camada húmida sobrejacente à menos húmida, separadas pela frente de humedecimento cuja distância à fonte de água (z_f) varia com o tempo. Em solo inicialmente seco, a transição abrupta dos dois estados de humidade é visível no gráfico e a infiltração pode ser seguida mediante o registo da posição de z_f (em relação a uma origem arbitrária) e o tempo de avanço correspondente, até à sua estabilização final. Enquanto isto é directamente acessível, à superfície, a frente vertical é de difícil acompanhamento, no campo. O quadro 3.21 lista os pares (z_f , t) relativos a três testes de infiltração horizontal à superfície.

Os testes de infiltração horizontal foram feitos com a humidade inicial $\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ em solo seco ao ar até à profundidade de 11 cm, em 28 e 30 de Agosto (2002). Considera-se que, ao longo de uma trajectória, a água avança de ponto em ponto após saturação e, para o cálculo da velocidade de avanço, $dz_f(t)/dt$, em cada instante, o percurso médio foi dado por $[x(t) + y(t)]/2$, a dividir pelo incremento do tempo. A taxa de infiltração, no quadro 3.21, foi calculada por conversão de $dz_f(t)/dt$ em densidade de fluxo, como vamos descrever.

Os resultados dos três testes de infiltração foram agregados na Fig. 3.35, que tem o propósito de ilustrar a curva de infiltração horizontal, induzida pelo gradiente de

potencial matricial. É claro que a curva de infiltração horizontal não é usada directamente para estimar a taxa de infiltração vertical. Assim mesmo, dela extraímos informações úteis como a forma comum a ambas as curvas, a tendência da infiltração horizontal para zero e o facto da intercepção da tangente à fase inicial da curva com o eixo do tempo indicar a duração do domínio das forças matriciais sobre a infiltração.

Na Fig. 3.35, vê-se que as forças matriciais dominaram o processo durante os dez minutos iniciais. Nesta fase, por isso, a infiltração vertical e a infiltração horizontal ocorrem a taxas similares, nessa fase (Campbell & Norman, 1998).

10

Quadro 3.22. Valores médios dos parâmetros físico-hidrológicos do solo (franco argiloso). Água: $\sigma = 0.075 \text{ N m}^{-1}$, $\eta = 10^{-3} \text{ N m}^{-2} \text{ s}$, $\rho(\text{H}_2\text{O}) = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

Parâmetro	Símbolo/ Sigla	Valor	Unidades
Densidade aparente	D_{ap}	1.6	kg m^{-3}
Porosidade total	θ_s	0.40	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$
Factor de escala da curva de retenção	a	0.017	$\text{m}^2 \text{ s}^{-2} (\text{m}^3 [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-3})^b$
Parâmetro de forma (expoente) da curva de retenção	b	4.77	---
Potencial matricial em solo saturado	ψ_e	-1.49	J kg^{-1}
Potencial matricial na frente de humedecimento	ψ_{mf}	$(2b+3)/(3+b)\psi_e = -1.61\psi_e$	J kg^{-1}
Condutividade hidráulica em solo saturado	K_s	$1.28 \cdot 10^{-3}$	kg s m^{-3}
Taxa de infiltração final	F_s	$1.25 \cdot 10^{-2}$	$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
Taxa de infiltração horizontal ($t = 135 \text{ min}$)	F_h	$5.58 \cdot 10^{-3}$	$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

15

O cálculo da taxa de infiltração horizontal baseia-se na análise de Green-Ampt (revista por Campbell & Norman, 1998) sobre a posição $z_f(t)$ da frente de humedecimento, ignorando o efeito de gravidade e aproximando a taxa de fluxo da seguinte forma:

20

$$F_h = -K(\psi_m) \frac{d\psi_m}{dz} = -\frac{K_{ave}(\psi_{mf} - \psi_{mi})}{z_f} \quad [3.39]$$

Num segundo passo, o balanço de massa exige que a taxa da infiltração iguale à taxa de armazenamento ($\rho\Delta\theta dt/dz$) de água na zona de transmissão, e z_f explicita-se como:

$$z_f = \sqrt{\frac{2K_{ave}(\psi_{mf} - \psi_{mi})t}{\rho\Delta\theta}} \quad [3.40]$$

5

K_{ave} é a condutividade média na zona de transmissão, entre a fronteira saturada, onde o potencial matricial é ψ_{mi} , e a frente de humedecimento, onde se verifica ψ_{mf} ; $\Delta\theta = (\theta_{mf} + \theta_i)/2 - \theta_a$ é a humidade média na zona de transmissão. Podemos considerar tudo constante, na equação [3.40], excepto o tempo, sendo z_f directamente proporcional à raiz quadrada do tempo (t). A equação [3.40] é substituída na equação [3.39] para dar a taxa de infiltração, com em função do tempo apenas:

10

$$F_h = \sqrt{\frac{\rho\Delta\theta K_{ave}(\psi_{mf} - \psi_{mi})}{2t}} \quad [3.41]$$

15 O grande desafio na utilização deste algoritmo é a determinação do potencial matricial na frente de humedecimento. Considerando uma frente de humedecimento simétrica, Campbell & Norman (1998) aproximaram a relação $\psi_{mf} \approx [(2b+3)/(b+3)]\psi_e$, com base nos parâmetros da curva de retenção.

Para a aplicação directa da equação [3.41], determina-se $\psi_{mf} = (1.61)(-1.49) = -2.4$ $J\ kg^{-1}$ e a humidade correspondente $\theta_{mf} = (2.4/0.017)^{-1/4.77} = 0.354\ m^3\ m^{-3}$. Fazendo $\theta_i = \theta_s = 0.40\ m^3\ m^{-3}$ e dado $\theta_a = 0.03\ m^3\ m^{-3}$, determinamos a humidade média, $\Delta\theta = (0.40+0.35)/2 - 0.03 = 0.34\ m^3\ m^{-3}$, na zona de transmissão. Dados, então, os valores observados de $t = 8100\ s$ (135 min) e $z_f = 0.268\ m$, da equação [3.40], a condutividade hidráulica média é $K_{ave} = 1.66 \cdot 10^{-3}\ kg\ m^{-3}\ s$. Fazendo, ainda, a aproximação $\psi_{mi} \approx \langle\psi_e\rangle$ e usando a equação [3.41], a taxa de infiltração horizontal é $F_h = 5.62 \cdot 10^{-3}\ kg\ m^{-2}\ s^{-1}$, ou $20.2\ mm\ h^{-1}$.

25

Em meio homogéneo e processo isotrópico, F_h representa a componente da taxa de infiltração vertical induzida pelo gradiente de potencial matricial. Na secção anterior, a taxa de infiltração vertical foi calculada como $F_s = 45.2\ mm/h$, logo, observa-se a razão $F_h/F_s = 0.45$ está associada à porosidade relativa (*i.e.*, $1 - \theta_{cc}/\theta_s$) do solo correspondente à água drenável, água acima da capacidade de campo (θ_{cc}), e ao défice de saturação a esse teor de humidade.

30

Durante a infiltração (solo saturado), a gravidade actua eficazmente a água drenável ($\theta_s - \theta_{cc}$), no nosso solo, a fracção $1 - 0.22/0.40 = 0.45$ da porosidade total. Vê-se que as duas fracções são, de facto, iguais e o quociente F_h/F_s tem o significado físico que lhe atribuímos. No, entanto mais estudo é necessário.

5 Em termos práticos, este procedimento exige que a homogeneidade textural do solo seja conhecida, com margem adequada, por exemplo, da ordem daquela que é fornecida nos quadros 3.8 e 3.9. A ideia é, então, medir a taxa de infiltração horizontal, multiplicá-la pelo inverso do défice de saturação, $(1 - \theta_{cc}/\theta_s)^{-1}$, à capacidade de campo, e determinar a taxa de infiltração vertical, como sugerimos. Com o solo húmido à
10 capacidade de campo, a taxa de infiltração é, usando a equação [3.37a], $7.27 \cdot 10^{-4}$ vezes inferior a K_s . Apesar de quantitativamente diminuto, este fluxo aparentemente negligenciável importa saber-se no solo enraizado onde deve ser relacionado com a taxa de entrada de água nas raízes finas (ver secção §3.8.2.1). No quadro 3.22, estão resumidos os parâmetros hidrológicos analisados e os seus valores otimizados,
15 referentes aos quatro perfis do solo, inicialmente caracterizados nos quadros 3.8 e 3.9.

Uma vez que o procedimento numérico acima descrito obedeceu satisfatoriamente aos critérios de convergência investigados, esta secção termina com a aplicação da equação [3.34] à série temporal de ψ_e (Fig. 3.34) observada, em Janeiro de 1998, para obter K_s resumido na Fig. 3.36. As curvas de K_s são, aí, numericamente enquadradas
20 pela banda definida pelos limites ± 1.5 vezes a média, como o máximo intervalo de variação esperado, baseado no factor 1.39 de correcção do valor inicial de ψ_e com efeito quadrático traduzido por $(-1.39)^2 = 0.52$ (na equação [3.33]), de acordo com a análise feita. No gráfico **A**, a curva de K_s oscila em torno do limite inferior e, em **B**, é sempre superior ou igual a esse limite, indicando-se, aí que a média tem um coeficiente
25 de variação de 13%. Nos gráficos **A** e **B**, as médias de K_s são $1.10 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}$ (39 mm h^{-1}) e $8.21 \cdot 10^{-4} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}$ (29 mm h^{-1}); as diferenças em relação a $\sim 45 \text{ mm/h}$ podem ter várias origens, desde as condições físicas locais do solo, por exemplo, devidas às perturbações da estrutura aquando das mobilizações ou da instalação dos sensores, ou simplesmente resultarem da variabilidade natural da propriedade hidrológica analisada.

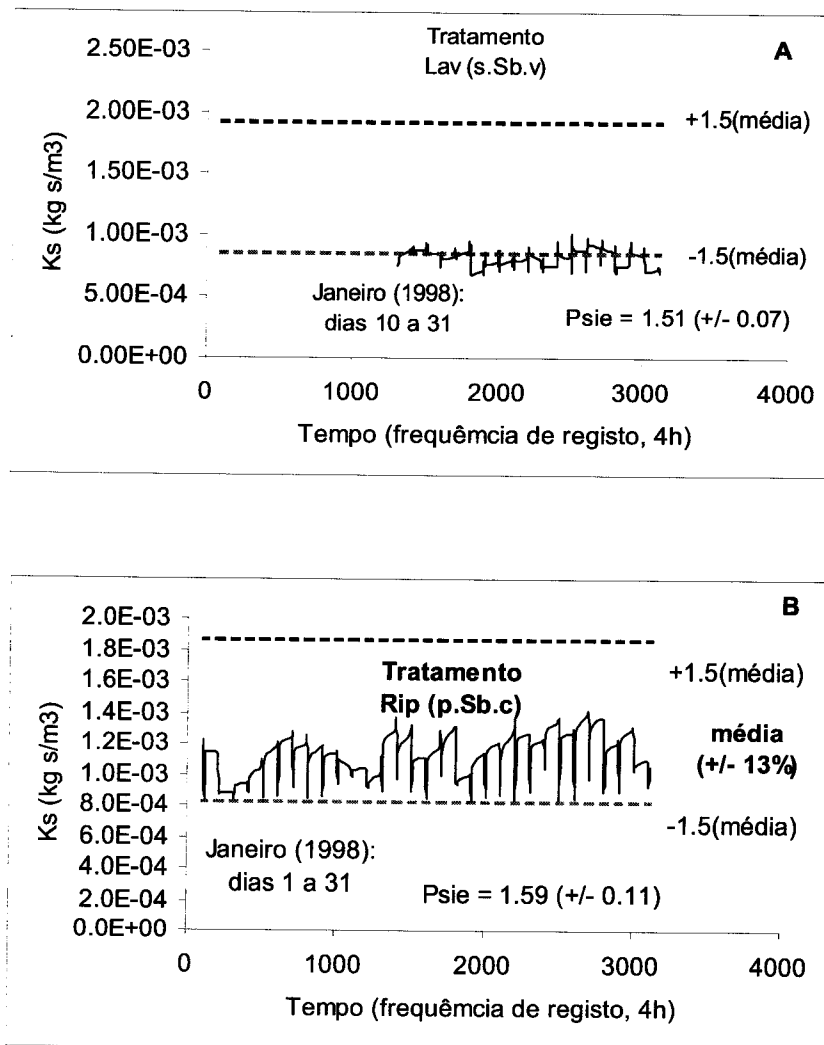


Fig. 3.36 Condutividade hidráulica (K_s ; kg s m⁻³) em solo saturado para dois tipos de mobilização do solo (até 60 cm de profundidade, mais de um ano antes); K_s foi calculada em função de ψ_e (equação [3.34]), com base nas séries temporais desta observadas em Janeiro (1998); inscrita está a “média agregada” (referência) $\langle \psi_e \rangle = -1.51$ J kg⁻¹. As curvas actuais de K_s resultaram dos dados registados automaticamente com a frequência de 10 minutos, a 30 cm de profundidade, e referem-se às situações de excesso de chuva em relação à evapotranspiração de referência. Para comparação, as bandas horizontais representam os intervalos da “média agregada” ± 1.5 “média agregada” de K_s . No gráfico A (solo lavrado, sobreiros semeados na vala). No gráfico B (solo ripado, sobreiros transplantados e solo coberto com *mulch* vegetal) só havia informação disponível entre os dias 10 e 31 de Janeiro mas, em B, refere-se a todo aquele mês. Nota: em B, a curva média da série de K_s tem um coeficiente de variação igual a 13%. Chuva acumulada = 70 mm.

3.7 | Evaporação da água no solo com e sem cobertura de palha, profundidade da “camada superficial” e coeficiente de evaporação em solo molhado por gotejamento

A. | Geometria do bolbo molhado por gotejamento

Antes de determinarmos a taxa da evaporação referente a este ensaio simples recordemos que as propriedades físico-hidrológicas do solo revelaram um meio relativamente homogêneo, entre a superfície e a profundidade (z) de 60 cm (Quadro 3.9). As propriedades hidrológicas do solo para a camada [0, 30] cm, são: $\theta_{cc}(30) = 0.186 (\pm 0.024)$ e $\theta_{ce}(30) = 0.084 (\pm 0.006) \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; a água disponível é $0.108 (\pm 0.016) \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e, a água utilizável, equivalente a $U(30) = 32.4 \text{ mm}$. Para $z = 34 \text{ cm}$ (340 mm) a água utilizável perfaz $U(34) = 37 \text{ mm}$.

A distribuição espacial da água infiltrada (por gotejamento) define um bolbo molhado cuja geometria se reproduz na Fig. 3.37, contudo, rodado 90° . O volume humedecido é, naturalmente, truncado à superfície ($z = 0$), onde o diâmetro molhado foi $40.3 \pm 3.8 \text{ cm}$. A truncatura a 34 cm de profundidade deve-se, provavelmente, à presença de 15% de argila aí e à incompleta redistribuição da água do solo, durante doze horas seguintes à infiltração.

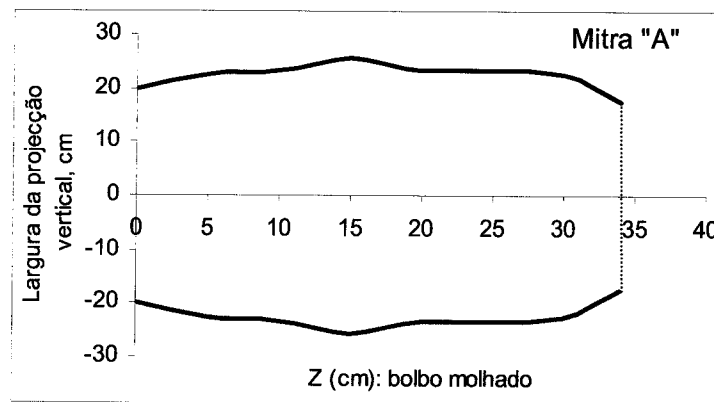


Fig. 3.37 Geometria de um bolbo molhado (eixos invertidos); z é a profundidade do solo, 12 h após cessar a infiltração. Água infiltrada: $3.19 \times 10^{-3} \text{ m}^3$. Área molhada à superfície: 0.1275 m^2 ; porosidade: $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Nota: a elipsóide foi truncada à profundidade de 34 cm, ao nível de uma camada de solo com 15% de argila. Localização: perfil 3; “Mitra-A”. Agosto de 2001.

A água aplicada em solo seco e infiltrada (I) totalizou 30 mm; a humidade inicial (θ_i) era, então, desconhecida. Entretanto, a profundidade z_f da frente de humedecimento e a “carga hidráulica” no reservatório, $h_o = 0.17$ m, são relacionadas através da equação:

5

$$z_f = h_o \left[1 + \frac{1}{1 - \frac{\langle \theta \rangle - \theta_i}{\theta_s - \theta_i}} \right] \quad [3.42]$$

O termo $\langle \theta \rangle$ é a humidade média no perfil humedecido e θ_s é a porosidade total conhecida. A diferença, no denominador da equação [3.54], é uma medida do défice de saturação inicial e $\langle \theta \rangle - \theta_i$ é a água infiltrada (equivale a $I = 3.19 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 [\text{H}_2\text{O}]$), que subtrai o teor inicial. Quando $\langle \theta \rangle = \theta_i$, o denominador é igual a 1 (em solo seco) e a equação [3.54] estima a $z_f = 2h_o$; em solo saturado, z_f tende para o infinito.

No caso em apreciação, foram medidos $z_f = 34$ cm e $\langle \theta \rangle = 0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; θ_i é estimado como a média ponderada entre $\theta_a = \theta_{ce}/3$ (humidade do solo seco ao ar), nos 10 cm superficiais, e $\theta_{ce} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, nos restantes 24 cm: $\theta_i = [10(0.033) + 24(0.09)]/34 = 0.073 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, o teor de água no início do processo de infiltração. Isto permite calcular a profundidade de truncatura como $z_f = 42$ cm, o alcance do eixo maior de semi-elipsóide molhada. Quando são conhecidos z_f , $\langle \theta \rangle$ e θ_s , a equação [3.54] serve para a estimativa numérica de θ_i , em que o critério de convergência é θ_s .

B. $\left| \begin{array}{l} \text{Variação da humidade na camada superficial do solo e determinação do} \\ \text{coeficiente de evaporação} \end{array} \right.$

Ao contrário da transpiração, a evaporação (E_s) da água do solo é uma perda de água não produtiva pelo fitossistema e pode atingir 40–70% da precipitação anual (Gill & Jalota, 1986). Uma das formas de diminuir E_s é a aplicação de resíduos vegetais (*mulch*) sobre a superfície do solo, imitando a acumulação natural resíduos vegetais nos fitossistemas. E_s importa para o balanço hidrológico e energético do fitossistema.

A medição da taxa diária da E_s , em solo nu, teve dois objectivos: a) a determinação da água evaporável total do solo e o tempo necessário à evolução da humidade do solo entre os limites superior e inferior da água evaporável em condições naturais e; b) comparação da evaporação em solo nu e em solo coberto ($E_{s,p}$) com 0.144 kg m^{-2} (1.4

t/ha) de palha seca ao ar, *c*) explorar a hipótese pragmática da “camada superficial do solo” se identificar com a profundidade *D* do solo (secção §3.4.2).

O Quadro 3.23 refere-se à E_s medida entre 27 de Agosto e 2 de Setembro (2001); figuram, aí, para além da humidade, as séries espaciais, por data, ao longo do diâmetro da superfície do solo molhada pelo gotejador.

Quadro 3.23. Ensaio de evaporação no solo (franco-arenoso) através da evolução da humidade (m^3 [água] m^{-3} [solo]) da camada superficial com 11 cm de profundidade, ao longo do diâmetro da área molhada (em 2001). Diâmetro da superfície molhada: 44 cm.

Local “A” Distância ao longo do diâmetro cm	Local “A” Datas:						
	27-Ago	28-Ago	29-Ago	30-Ago	31-Ago	01-Set	02-Set
	Teor volumétrico da água do solo						
	$m^3 m^{-3}$	$m^3 m^{-3}$	$m^3 m^{-3}$	$m^3 m^{-3}$	$m^3 m^{-3}$	$m^3 m^{-3}$	$m^3 m^{-3}$
0		0	0	0	0	0	0
4		0.015	0.073	0.029	0.013	0.058	0.015
8		0.066	0.100	0.121	0.072	0.077	0.021
12		0.137	0.127	0.126	0.106	0.079	0.032
16		0.159	0.264	0.122	0.156	0.078	0.067
20		0.238	0.137	0.109	0.11	0.087	0.04
24		0.171	0.134	0.128	0.113	0.083	0.045
28		0.155	0.132	0.121	0.108	0.073	0.034
32		0.143	0.113	0.126	0.121	0.084	0.023
36		0.100	0.103	0.114	0.088	0.077	0.012
40		0.07	0.054	0.113	0.12	0.118	0.04
44		0.015	0.038	0.04	0.056	0.076	0.008
48		0	0	0	0	0	0
θ ($m^3 m^{-3}$)	0.173	0.167	0.151	0.122	0.119	0.081	0.037
Erro-padrão	0.011	0.037	0.056	0.007	0.018	0.015	0.014
ΔA , mm/d		-1.2	-1.2	-3.2	-2.3	-2.3	-4.8
$\Sigma \Delta A$, (mm)		-1.2	-2.4	-5.6	-7.9	-10.2	-15.0
Média (mm/dia)							-2.5
Δt (dia)	$t_0(0,75)$	$t_1(1,75)$	$t_2(2,75)$	$t_3(3,75)$	$t_4(4,75)$	$t_5(5,75)$	$t_6(6,75)$

Para o caso do solo nu, pode ler-se que a humidade média no início, *i.e.*, 0.75 dia após rega (DAR), foi $0.173 m^3 m^{-3}$ e, no final, $\theta_r = 0.037 m^3 m^{-3}$ (humidade residual). Neste ensaio simples, a evolução da evaporação mostra-se irregular, comparada com o comportamento da evapotranspiração de referência (ET_0), embora, entre ambas, se

verifique correlação positiva. Em solo nu e em solo coberto com palha, a comparação das taxas de evaporação deve basear-se nas médias simples, depois expressas como fracção da ET_0 do período de teste.

5 A camada superficial do solo humedecido demorou seis dias a dessecar entre a humidade inicial no intervalo da capacidade de campo (*i.e.*, $0.184 \pm 0.011 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) e θ_r . Enquanto a água evaporada totalizou $\Sigma E_s = 15.0 \text{ mm}$ (Quadro 3.23), o valor esperado da “água evaporável” em solo insaturado era igual a $(0.2 - 0.09)(130 \text{ mm}) = 14.3 \text{ mm}$, para $z = D \approx 13 \text{ cm}$ (em Julho, ver Fig. 3.15), e 22.1 mm , no caso de ser $\theta_r = \theta_{cc}/3$. Contudo, convém recordar que a evaporação é fortemente limitada em solo insaturado.

10 A determinação directa de E_s é laboriosa (Passerat de Silans *et al.*, 1989; Gil & Jalota, 1996), podendo ser calculada com base na equação do balanço hídrico. No cálculo do balanço hídrico, a variação da água do solo é $\Delta A(\Delta t) = EA - SA$ em que EA = entrada de água; SA = saída total de água, durante um intervalo de tempo Δt ; $SA = E_s + T_{rc}$ (com $T_{rc} = 0$). Neste caso, e com apoio de sondas TDR, E_s pôde ser medida *in loco*.

15 O Quadro 3.24 refere-se a E_s , no local “A”, em solo coberto com $0.144 \text{ kg [MS] m}^{-2}$, nos pontos “P1” e “P2”, estando as médias diárias (mm dia^{-1}) nas colunas [3] e [5], respectivamente, referentes ao solo nu (col. [3]) e ao solo com palha (col. [4] e col. [8]). No total foram obtidas uma série de seis dias da evaporação diária em solo nu e duas séries de três dias cada em solo coberto com palha.

20 Recordamos que no local P1 se tinha aplicado 30 mm de água, a 27 Ago. (18:30h) e, em P2, a 22 e 23 Ago. (18:30h), o mesmo montante por “rega”, o total de 60 mm . Para a comparação que se segue, o início da contagem do tempo (dias após rega: DAR) foi a 27 de Agosto. No DAR = 1, os dois estados contrastantes da superfície exibiram igual taxa de evaporação, 1.2 mm dia^{-1} (col. [3] e [4]), em dia (28/Ago.) com nebulosidade intermitente; pelo contrário, em dias de céu limpo, quentes e secos, a evaporação em
25 solo nu deu-se a taxas superiores, enquanto a presença da palha possibilitou a conservação de 40% [*i.e.*, $1 - (2.4 - 1.2)/(3.2 - 1.2)$] da água do solo, entre 27 e 29 de Agosto.

30 Os valores extremos da evaporação em solo nu (col. [3]) foram relativamente baixos e a média $\langle E_s \rangle = 2.5 \text{ mm dia}^{-1}$ correspondeu à variação entre 1.1 a 1.2 mm dia^{-1} e 3.2 a 4.8 mm dia^{-1} (Quadro 3.24). A maior taxa verificada no último dia pode estar associado à existência de fissuras provocadas no solo pelas sucessivas medições. Em solo coberto com palha, a média de $E_{s,p}$ atingiu 1.8 mm dia^{-1} , contando, no local P1 (col. [4]), com

(4.8 mm)/(3 dia) = 1.6 mm dia⁻¹ e, no local P2 (col. [8]), com 1.9 mm dia⁻¹. Assim, em comparação com solo nu, a cobertura da superfície do solo com o equivalente a 1.4 t ha⁻¹ de palha seca (local “A”) reduziu a taxa da evaporação em 28%, o que aumentou o tempo de residência da água no solo.

5

Quadro 3.24. Evaporação superficial (z = 11 cm) em solo nu e em solo coberto com 0.144 kg [MS] m⁻² [solo] de palha seca (15 g [H₂O] / 100 g [MS]), em períodos de 24 horas. DAR = dias após “rega”. Mitra, 2001: [#]ET_o (23/08–02/09) = 5.8 ± 0.9 mm dia⁻¹.

		Local “A”		Local “P1”		Local “P2”		
		Solo nu		Solo com palha		Solo com palha		
Data	Tempo	Solo nu	Solo + palha (em “P1”)		Tempo	Humi- dade		Período
[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	23/08 – 02/09
Dia-mês	DAR (dia)	E _s (mm dia ⁻¹)	E _{s,p} (mm/dia)		DAR (dia)	θ (m ³ m ⁻³)	E _{s,p} (mm/dia)	[#] ET _o (mm/dia)
23-Ago				...	0			7.0
24-Ago				...	1	0,186	---	7.1
25-Ago				...	2	0,166	2,2	5.5
26-Ago				...	3	0,146	2,3	4.8
27-Ago	0	---	---	...	4	0,134	1,3	5.2
28-Ago	1	1,2	1,1	...	5	---	---	4.3
29-Ago	2	1,2	1,2	...	6			4.7
30-Ago	3	3,2	2,4	...	7			6.0
31-Ago	4	2,3	---	...	8			6.3
01-Set	5	2,3	---	...	9			6.4
02-Set	6	4,8	---	...	10			6.3
						Varia- ção de θ	Total	
		ΣE _s (mm)	ΣE _{s,p} (mm)			θ _f -θ _i (m ³ m ⁻³)	ΣE _{s,p} (mm)	
Totais		15,0	4,8	-0.052	5,8	

O efeito do *mulch* sobre a evaporação, estudado por Gil & Jalota (1996), mostrou que E_s (após a mistura do equivalente a 2, 4 e 8 t/ha de palha triturada ao solo e enterrada a 2 e 5 cm de profundidade) foi dominada pela “primeira fase” do processo (limitada pela energia disponível) quer em solo franco-argilo-limoso quer em solo franco-arenoso. Portanto, misturas “solo+palha” atrasam a entrada da evaporação na segunda fase (limitada pela água do solo) o que pode atribui-se à diminuição da condução do calor nesse meio não homogêneo, pois, a palha é dez vezes menos condutora de calor do que a matriz do solo (Quadro 3.15, p. 93).

No presente ensaio, a evaporação foi expressa como fracção da ET_o (Quadro 3.24; coluna [9]), pela razão E_s/ET_o , cuja escala adimensional elimina os efeitos do solo e do clima. Quando E_s iguala o seu máximo “potencial” ($E_{s(max)}$), logo a seguir a um episódio pluviométrico, por exemplo, aquela razão denomina-se *coeficiente de evaporação* [máxima], K_e (Smith *et al.*, 1992); o seu valor em solo insaturado é ajustado (ou reduzido) para $K_{e\ aj}$. No ensaio efectuado entre 28 de Agosto e 2 de Setembro, a média $\langle E_s \rangle = 2.5 \text{ mm dia}^{-1}$ foi simultânea a $ET_o = 5.7 (\pm 1.0) \text{ mm dia}^{-1}$. Por conseguinte, a evaporação completa (*i.e.*, 15 mm) da água do solo, entre θ_{cc} e θ_a e durante ~ 7 dias, determinou o quociente médio $E_s/ET_o = 0.44 (\pm 0.16)$; no solo coberto com palha, essa razão diminuiu para $0.32 (\pm 0.06)$. A atenuação de E_s (como fracção de E_s em solo nu) devido à cobertura de palha pode ser expressa pelo factor de ajustamento exponencial, $\exp[-2.13(0.144)] = 0.74$, onde o coeficiente de atenuação é igual a $-2.13 \text{ m}^2 [\text{solo}] \text{ kg}^{-1} [\text{MS}]$. Em dias amenos, com nebulosidade intermitente, a evaporação foi modesta (col. [3] e col. [4]), mas, a 30 de Agosto, com maior ET_o , a relação em causa aumentou para $E_{s,p}/ET_o = 0.40$ (solo coberto) e para $E_s/ET_o = 0.53$ (solo sem palha).

No cômputo geral, a importância relativa da evaporação (e da transpiração) na evapotranspiração (ET) do fitossistema vai depender da fracção da área coberta pela vegetação e da fracção complementar do solo exposto à radiação global. Neste estudo, $E_{s(max)}$ não foi medido em solo húmido, com água acima da capacidade de campo, e por isso $K_{e(max)} > 0.8$ não foi observado; quando a água não é limitante, o valor tabelado para $K_{e(max)}$ é 1.20–1.32 (Allen *et al.*, 1998), que (Paço, 2003) verificou após imediatamente a seguir à rega, em solo praticamente saturado.

Num ensaio de evaporação mais detalhado e que durou seis dias, Passerat de Silans *et al.* (1989) observaram que a E_s diária evoluiu entre 7.9–4.2 (com $K_e = 1.22$) e 1.3 mm dia^{-1} , enquanto a média da ETP (de Penman) foi $6.7 (\pm 1.5) \text{ mm dia}^{-1}$. A razão entre os totais $\Sigma E_s/\Sigma ETP$ dá 0.52. Para Gil & Jalota (1996) esta fracção variou entre 0.46 e 0.52 (ETP variou de 2.0 a 8.7 mm dia^{-1} , em ambiente controlado), para dois solos diferentes. Estas cifras são consistentes com os resultados obtidos aqui para o solo franco-arenoso. A determinação do quociente $\Sigma E_s/\Sigma ET_o$ dos totais de fluxo de massa, referente à evaporação durante um dado lapso de tempo, constitui um passo importante que pode conduzir à determinação da “resistência da superfície” evaporante do solo, no âmbito do balanço energético à superfície do solo húmido, formalmente enquadrado pela equação de Penman-Monteith (Monteith & Unsworth, 1998: 185).

Finalmente, apesar de elucidativo, este ensaio sobre evaporação é criticável quer por falta de repetições quer pela ausência de controlo do efeito de bordo na pequena ($\sim 1500 \text{ cm}^2$) mancha de solo molhada. No entanto, o procedimento é claro e conclusivo, podendo destacar-se:

- 5 ▪ O solo coberto com palha, como técnica simples para alterar o estado físico da superfície (albedo, rugosidade, condutividade térmica) permitiu conservar em média 28% de água na camada superficial do solo e aumentar o seu tempo de residência aí em 1.7 vezes, em relação ao solo nu.
- 10 ▪ Num ciclo completo de dessecação da camada superficial, entre a capacidade de campo e a humidade do solo seco ao ar, o solo franco-arenoso estudado cede à atmosfera o total $\sum E_s = 15 \text{ mm}$ de água, durante um período mínimo de 6-7 dias (no Verão), mas varia ao longo do ano com a ET_o .
- 15 ▪ O desvio (de 20%) entre o valor observado e o valor esperado do total $\sum E_s$ leva-nos a aceitar a hipótese inicial segunda a qual a “camada superficial do solo” se identifica razoavelmente com a profundidade característica ($D = 12.9 \text{ cm}$) de amortecimento diário da onda de calor gerada à superfície.

Em termos físicos, é provável que a evaporação da água no solo nunca será zero, da mesma maneira que o potencial matricial não será igual ao infinito. Em termos práticos, 20 dado que o potencial matricial do solo seco ao ar é $\psi_m = -208 \text{ MPa}$ (recorda-se que o coeficiente de emurchecimento é -1.5 MPa), isto sugere que para a frente de humedecimento z_f (onde $\theta \leq \theta_{cc}$) localizada abaixo de D , a água do solo praticamente não ascenderá à superfície, embora possa o vapor de água difundir-se até lá, mas condicionada por uma reduzida condutância difusiva (Campbell & Norman, 1998).

25

3.8 | Uso da água pelo sobreiro e pela gramínea *Agrostis castellana*

3.8.1 | Enquadramento do estudo do fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera (SPAC)

Apesar de o sobreiro ser a espécie vegetal com maior interesse para estudo, o presente capítulo trata da quantificação do uso da água pelo fitossistema em análise, com base no sobreiro e na gramínea *Agrostis castellana* **Boiss. & Renter**, incluída para uma abordagem comparativa. A análise incide sobre o padrão temporal e espacial (vertical) da extracção da água pelas raízes das espécies referidas, quando a variação sazonal da humidade do solo (θ) evoluiu entre a capacidade de campo (na Primavera) e o coeficiente de emurchecimento (os limites agronómicos da água disponível na zona enraizada), no Verão. Primeiro tratamos da espécie arbórea e depois da gramínea, mas enquadramos antes as especificações teóricas sobre o fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera (SPAC) referente ao campo experimental.

Assim, para a medição *in loco* do uso da água pelo sobreiro, seguimos duas vias, a saber: *a*) a medição da taxa transpiratória nas folhas sob luz saturante e *b*) a correspondente variação da água disponível (ΔA) no solo enraizado, que é o volume de controlo (VC) do reservatório hídrico relevante do SPAC. (Nota: os símbolos utilizados representam o processo em si, a taxa e ou o seu integral; ΔA foi medida sob a projecção da copa de várias árvores, como foi descrito em “material e Métodos”). O reservatório hídrico do SPAC, à escala de cada árvore, fez-se representar por um volume de controlo elementar do solo enraizado que, na fase experimental, foi arbitrariamente truncado à profundidade de 1.20 m (o comprimento da sonda utilizada).

A determinação do perfil vertical de $\theta(z, t)$ ao longo da profundidade referida acima foi sujeita a uma discretização arbitrária do solo em camadas horizontais com espessura variável, entre 10 e 15 cm cada uma (no caso do sobreiro), pelo menos em duas datas distintas (t_i e t_f). No entanto, para a *Agrostis castellana*, a resolução espacial do solo foi constante e fixada em 10 cm.

Uma resolução espacial mais fina não foi considerada relevante para a determinação da variação total (ΔA_T) da água do solo, sabendo-se que esta resulta da integração espacial da diferença entre os perfis no domínio da “dimensão linear de enraizamento” (DLE). DLE (definida mais adiante) é a escala espacial para a resolução do balanço

hídrico e veremos que esse integral pode calcular-se sem que seja necessária discretização do solo enraizado, aliás, nem sempre executável ou necessária para o objectivo do estudo em causa (Guswa *et al.*, 2004).

O período de interesse para a determinação do máximo uso da água pela planta é a fase de crescimento da parte aérea do sobreiro, em ambiente edafoclimático de Primavera e início do Verão (Lo Gullo *et al.*, 2003). O passo de integração temporal utilizado é o dia, suficiente para descrever os processos eco-hidrológicos e ecofisiológicos básicos da árvore e do fitossistema, com base num modelo de fluxo de água no *SPAC* em regime estacionário (Lhomme *et al.*, 2001). Entre os processos básicos estão, por exemplo, o ritmo circadiano do controlo dos estomas sobre a condutância estomática, a transpiração, a água do solo extraída pelas raízes.

A distribuição vertical $\theta(z)$ na data inicial revelou um sistema com estado hídrico homogéneo e humidade média à capacidade de campo, até à profundidade máxima acima indicada. A dinâmica espacio-temporal da água do solo é expressa pela sua taxa de variação, $\Delta A = \partial\theta(z, t)/\partial t$; sendo ΔA um termo do balanço hídrico do sistema, num dado “ponto” do perfil é formalmente expressa pela equação da continuidade hidrodinâmica, $\theta(z, t)/\partial t = -\partial q(z, t)/\partial z - S(z, t)$, aqui, para um balanço unidimensional no volume de controlo (Campbell & Norman, 1998; Guswa *et al.*, 2004).

Para qualquer grau de saturação do solo (considerado homogéneo), o fluxo vertical é dado pela equação de difusão de Darcy-Richards $q = -K(h)\partial(h + z)/\partial z$, em que ao gradiente vertical $\partial q(z, t)/\partial z$ [dia^{-1}] da densidade de fluxo (mm dia^{-1}) (q é positivo para cima), segundo a coordenada vertical z (positivo para cima), é subtraído o termo S (dia^{-1}) que representa o “efeito sumidouro”, $S(z)$, da extracção de água pelas raízes, num dado instante, por exemplo; $K(h)$ é a condutividade hidráulica do solo expressa em função da pressão hidráulica ($\text{mm} = \text{volume por unidade de área}$) da água do solo (Feddes *et al.*, 2001), substituído nesta análise pelo potencial matricial ($\psi_m[\theta(z, t)]$) (*cf.*, *e.g.*, Campbell & Norman, 1998). A equação da continuidade é uma forma da lei da conservação da massa (água) que deve verificar-se no fitossistema. Assim, a determinação de ΔA em solo insaturado deve igualar a taxa de extracção (U) de água pelas raízes.

O presente estudo sobre o fluxo de água no *SPAC* envolve a combinação entre 1) o modelo hidrológico do balanço hídrico em solo insaturado (no *VC*); 2) o modelo biofísico (de van den Honert, 1948) da extracção da água pelas raízes e a condução

desta até as folhas e 3) o modelo de fluxo difusivo (a Fick) do vapor de água entre o centro de evaporação na folha (na parede da cavidade subestomática) e a atmosfera livre, através da camada-limite da folha (e.g., Campbell & Norman, 1998).

O solo, a planta e a atmosfera são três troços do percurso da água no *SPAC*, cada um caracterizado pela sua resistência ao fluxo hidráulico ou difusivo (vapor). A teoria 5
recorre ao modelo análogo da Lei de Ohm da corrente eléctrica contínua, através do modelo de van den Honert (cf. Salisbury & Ross, 1986; Campbell & Norman, 1998; Lhomme *et al.*, 2001). Neste modelo em cadeia, a água (e sais minerais dissolvidos) move-se do solo para as raízes (fluxo radial) donde se eleva até às folhas pela via 10
apoplástica (transporte passivo) do xilema (fluxo axial), exceptuando os locais em que este tecido é total ou parcialmente interrompido ou degenerado, como na banda de Caspary do cortex, nas raízes, aerênquima, cutícula foliar, ou nas tiloses.

A causa eficaz do fluxo de água no *SPAC* é o gradiente vertical e decrescente do potencial hídrico contra a resistência hidráulica solo-raízes e a resistência hidráulica 15
(xilémica) da planta (raízes-folhas), na fase líquida. Na fase de vapor, a resistência estomática e resistência aerodinâmica ao fluxo impõem-se. As resistências mais importantes localizam-se nas interfaces solo-raízes (r_{sr}) e folha (Nardini & Salleo, 2000). Esta descrição identifica um modelo de fluxo constituído por dois submodelos: um submodelo hidráulico (solo-xilema) e um submodelo difusivo da transpiração.

O facto das resistências ao fluxo de água/vapor de água estarem associadas em série 20
(Monteith, 1998, Lhomme, 1998, Lhomme *et al.*, 2001), determina que o fluxo seja limitado pela resistência dominante (Guswa *et al.*, 2004; Guswa, 2005). Em conforto hídrico domina a resistência (condutância) estomática e, com água limitante, é a resistência solo-raízes, na verdade a resistência das raízes (Bristow *et al.*, 1984; 25
Lhomme *et al.*, 2001, Domec *et al.*, 2002). A resistência é equivalente à condutância porque algebricamente são inversas uma da outra (cf. Monteith & Unsworth, 1990).

Com os devidos ajustamentos, o modelo de fluxo de água é escalonado da folha para a planta e desta para a canópia do ecossistema. Os modelos assim hierarquizados constituem modelos de superfície do tipo *SVAT* (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer 30
models*) para a biosfera, usados na modelação de processos biofísicos em sistemas vegetados (na agricultura, silvicultura e ecologia (ver Baldocchi, 2005). Os modelos *SVAT* (malha 100 a 500 m) são úteis em rotinas de cálculo dos modelos de simulação climática (malha: 100 a 5000 km), reconhecendo as inter-relações e os efeitos de retro-

alimentação existentes entre a biosfera e a atmosfera (Baldocchi, 2005; Feddes *et al.*, 2001).

Neste estudo, a sobreposição do período das medições da taxa transpiratória (T_{rf}) ao período para o qual foi determinada a variação total da água do solo, constituiu um procedimento simples para calcular e fechar a zero o balanço de água no sistema. Veremos que este critério descarta a necessidade do conhecimento prévio da profundidade efectiva de truncatura do enraizamento, entretanto determinada com base no escalonamento entre T_{rf} e ΔA para obter U , na condição da capacitância hídrica da árvore ser negligenciável, quando comparada com o volume de água transpirada diariamente por aquela (Lhomme *et al.*, 2001; Meinzer *et al.*, 2004).

Referimos, já, que a taxa transpiratória e a condutância/resistência difusiva afim, bem como demais variáveis do microclima foliar, foram medidas em folhas expostas à densidade de fluxo fotónico (DFF) saturante, que promove a condutância estomática máxima ($g_{e(max)}$) que regula a taxa da transpiração (do fluxo de água, em geral) e da fotossíntese nas condições referidas (*cf.* Wong *et al.*, 1979; Losch & Schulze, 1995).

Se por um lado, o fluxo da água no xilema é viscoso e não necessariamente estacionário (Nobel, 1991; Zimmermann *et al.*, 1996; Campbell & Norman, 1998; Domec & Gartner, 2001; Lhomme *et al.*, 2001), por outro lado, o estado de tensão da seiva bruta ascendente no xilema gera um equilíbrio físico metastável, equivalente a uma pressão sub-atmosférica a temperatura ordinária (Nobel, 1991; Zimmermann *et al.*, 1996).

A teoria da coesão-tensão (TCT; *cf.* Nobel, 1991; Ryan & Yoder, 1997; Koch *et al.*, 2004) sustenta que o resultado é uma coluna de água xilémica vulnerável ao embolismo e à cavitação (Tyree & Sperry, 1989; Domec *et al.*, 2004), a qual é medida pelo valor do potencial hídrico (ψ_{50}) que induz a perda de 50% da condutividade hidráulica dos elementos condutores avaliados (Domec *et al.*, 2004; Maherali *et al.*, 2005). A cavitação parece ser uma manifestação biofísica importante à sobrevivência das espécies esclerófilas perenifólias no ambiente de *stress* hídrico mediterrânico (Canadell *et al.*, 1996; Nardini & Salleo, 2001; Lo Gullo *et al.*, 2003). Devemos ter presente que os ciclos plurianuais de seca climática nesse bioma, quando ocorrem, perduram em média 3–4 anos (Joffre & Rambal, 1993; Joffre *et al.*, 1999).

Do ponto de vista da filogenia, Maherali *et al.*, (2005) investigaram a coordenação funcional entre a condutância estomática (g_e) e a vulnerabilidade à cavitação (ψ_{50}) e

encontraram uma forte correlação positiva entre g_e e ψ_{50} das raízes. Concluíram que a referida coordenação funcional entre a condutância estomática e a vulnerabilidade à cavitação traduz-se numa troca entre esta e a capacidade de transporte de água ao nível da árvore como um todo, em espécies florestais das zonas temperadas, incluindo sete espécies do género *Quercus*. Contudo, em circunstâncias extremas de intenso défice hídrico, a cavitação e a consequente diminuição da condutividade hidráulica no xilema (Lo Gullo *et al.*, 2003) podem restringir seriamente o fornecimento da água à parte aérea (Ryan & Yoder, 1997; Koch *et al.* 2004), podendo conduzir à morte de partes ou de toda a árvore (Tyree & Sperry, 1989; Domec *et al.*, 2004).

No caso oposto de conforto hídrico em solo insaturado e com raízes vivas (na ausência de chuvas, da percolação profunda ou da contribuição freática na zona vadosa), a variação total (ΔA_T) da água disponível deve ser explicada pela actividade colectora das raízes finas no volume de controlo. Para fins do balanço hídrico, as fronteiras do VC devem ser conhecidas, em especial, a fronteira inferior que, em princípio é igual à profundidade efectiva de enraizamento ($z_{r(\text{effect})}$). A profundidade efectiva de enraizamento pode ser, ou não, igual ao seu valor máximo ($z_{r(\text{max})}$), o domínio onde se espera que a variação da água do solo afecte a condutância estomática.

No presente estudo, a equação geral do balanço hídrico (*BH*) é reduzida à versão “prática” que reflecte as condições de campo (*e.g.*, ausência de chuva estival e da contribuição freática). Recorda-se que uma limitação clássica à aplicação do modelo do *BH* é a dificuldade em truncar a profundidade das raízes, amiúde arbitrada, por exemplo como fizeram Joffre & Rambal (1999) e Kurz-Besson *et al.* (2006), em estudos sobre o impacto hidrológico em montados de sobro e azinho e de sobro, respectivamente, em Espanha (Sevilha) em Portugal (Alentejo).

O problema da truncatura da “dimensão linear de enraizamento” é aqui resolvido através da conversão numérica da T_{rf} em ΔA_T medidas no mesmo período. Veremos que a técnica numérica constitui uma via expedita para a truncatura de $z_{r(\text{max})}$ da árvore, envolvendo T_{rf} e o índice de área foliar (*LAI*); de determinação mais fácil é $z_{r(\text{max})}$ da *Agrostis castellana*, uma informação pertinente quando se aborda a coexistência dos estratos arbóreo e herbáceo do ecossistema, em termos da sua função eco-hidrológica.

O objectivo central é quantificar a componente da evapotranspiração (*ET*) do sobreiral jovem estudado devido à transpiração (*i.e.* *U*). Para isso, combinam-se, por um lado, T_{rf} e o regime de luz na folhagem e, por outro lado, a variação da água do solo e

T_{rf} , para a definição hidrológica de $z_{r(max)}$. Alternativamente, o fluxo de seiva no tronco será simulado (secção §3.9) para justificar uma aproximação integradora entre $z_{r(max)}$ e a definição hidrodinâmica da razão biométrica A_X/A_F (área do xilema/área das folhas).

5

3.8.2 Critérios de cálculo do balanço hídrico em solo insaturado e enraizado pelo sobreiro: conversão entre a taxa transpiratória foliar e a taxa de variação da água disponível

As medições da variação da água do solo decorreram durante o período de crescimento de Primavera e Verão, a seguir às chuvas de Outono a Primavera. Em tais condições edafoclimáticas, a equação do balanço hídrico (na Secção §2.3) resume-se à igualdade entre a evapotranspiração do fitossistema ($ET = U + E_s$) (equação [3.43]) e a variação da capacitância hídrica ($\Delta V_T = \Delta A + \Delta V_c$) total do sistema solo/planta; por coerência com o resto do texto, U (extração da água pelas raízes) substitui T_{rc} (transpiração da canópia). Tendo em conta que a capacitância da árvore (ΔV_c) em relação ao volume de água transpirada diariamente é negligenciável (Nobel, 1991; Lhomme *et al.*, 2001; James *et al.*, 2003), faz-se $\Delta V_c \approx 0$ e retém-se a equação de balanço:

15

$$U(z, t) + E_s(z, t) = -\Delta A(z, t) \quad [3.43]$$

Para solucionar a equação [3.43], ΔA foi determinada *in situ* até ~1.20 m de profundidade; U foi obtida por escalonamento da taxa transpiratória foliar (sobreiro), medida mesmo intervalo de tempo que ΔA ; neste caso, E_s não entra no cálculo, porque está associada a uma camada superficial do solo relativamente fina. Além disso, veremos que E_s (taxa) em solo seco ao ar, após as chuvas da Primavera, é rapidamente limitada pelo potencial matricial e pela condutividade hidráulica. A conservação da massa implica que a igualdade $U = -\Delta A$ seja também justificada pela taxa transpiratória foliar.

25

O modelo foi aplicado em condições de conforto hídrico, em solo insaturado; o conforto hídrico foi verificado quer durante a fase de depleção da água do solo quer através de rega localizada aplicada a sobreiros isolados. A variação da água disponível no solo enraizado (escala espacial do estudo) é abordada pelas três formas de fluxo de água no solo: extração da água pelas raízes, drenagem profunda e evaporação superficial. A integração temporal da variação da água disponível no mesmo, pela via

30

da equação [3.43] aplica-se a qualquer resolução temporal para a qual aquela propriedade seja mensurável, mas, aqui, a resolução temporal de interesse varia entre o dia e o período de actividade vegetativa.

Os fluxos envolvidos são expressos em densidade em área de fluxo de água diário, vindo em $\text{kg} [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{secção de fluxo}] \text{dia}^{-1}$ e equivalente a uma altura expressa em $\text{mm} [\text{H}_2\text{O}] \text{dia}^{-1}$ (doravante, $\text{kg} \text{m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ou $\text{mm} \text{dia}^{-1}$, se não houver perigo de confusão). Em geral, as secções de fluxo com interesse no *SAPC* referem-se ao solo, raízes, xilema, folha e folhagem (ou copa). Nesta secção, concentramo-nos no fluxo de água no solo, na folha e na copa e reservamos a área do xilema para outro capítulo.

A equação [3.43] foi utilizada para a determinação de U no sobreiro em ambas as situações: a) testes de evaporação ($U = 0$) com $E_s = -\Delta A$ ou b) extracção de água pela planta, com solo seco ao ar ou coberto com *mulch* (quando regado) sendo $E_s \approx 0$ (por falta de energia disponível). Em cada um dos casos referidos, a humidade inicial foi igual à capacidade de campo. Durante as medições, a precipitação (P) e também, o escoamento superficial (E_{sc}), a drenagem profunda (D) e a recarga freática (F) foram nulos e E_s considerado negligenciável.

A versão simplificada do balanço hídrico (em diferenças finitas) liga a transpiração e a variação da água no solo através da relação de proporcionalidade directa seguinte:

$$\langle T_{rc}(t) \rangle = -\beta^{-1} \sum_{i=1}^n \Delta A_i(z_i, t) \quad [3.44]$$

O termo $\langle T_{rc}(t) \rangle$ ($\text{kg} \text{m}^{-2} [\text{folha}] \text{dia}^{-1}$) representa a média de $T_{rc}(t)$ de várias árvores, enquanto $T_{rc}(t)$ ($= \langle T_{rf} \rangle$) é a média da transpiração foliar (T_{rf}) de uma amostra de folhas iluminadas. A função extractora das raízes estende-se a toda a profundidade (ou dimensão linear) de enraizamento, z_r . Em geral $z_r = \sum_{i=1}^N \Delta z_i$ em que N é o número de camadas de discretização vertical do solo, com espessura Δz_i ($= 10$ a 15 cm, aqui); o contributo individual de cada parcela Δa_i ($= u_i [\text{mm} \text{mm}^{-1} \text{dia}^{-1}] \cdot \Delta z_i [\text{mm}]$) da variação de água total solo enraizado, em z_r .

Em resumo, durante o intervalo de tempo, Δt [*dia*] são medidas a taxa transpiratória e as variações de armazenamento nas diferentes camadas; procede-se à integração destas em z_r , de modo a verificar a homogeneidade dimensional da equação [3.44] (bem entendido, redução de T_{rc} e ΔA às mesmas unidades escalas espacial e temporal). Na equação acima indicada, ao operar a transferência de escala requerida pela análise

dimensional, a constante de proporcionalidade β (m^2 [folha] m^{-2} [solo]) é o factor de escalonamento de interesse, identificando-se com o índice de área foliar (*LAI*).

Na sequência, a altura equivalente (em mm) da água do solo extraída pelas raízes no domínio z_r durante $\Delta t = t_f - t_i$ (dias) é o valor do integral duplo no espaço e no tempo:

5

$$\sum_{i=1}^N \Delta A_i \cdot \Delta t = \rho_w \int_0^{z_r} \int_{t_i}^{t_f} \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} dt dz \quad [3.45]$$

A solução do sistema das equações [3.44] e [3.45] implicou as determinações independentes de $\langle T_{\text{rf}}(t) \rangle$ (em $\text{kg} [\nu\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2}$ [folha] dia^{-1}) no sobreiro, a partir de $T_{\text{rf}}(t)$ (mmol $[\nu\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2}$ [folha] s^{-1}) e de $\Delta A(z, t)$ durante o mesmo período.

A medição da taxa transpiratória foliar e a determinação da taxa de variação média da água disponível, durante o mesmo período, permitem não só o escalonamento entre estas, com base no coeficiente empírico β (*vide* equação [3.44], secção §3.8.5), como também fornecem a base para combinar as equações empíricas [3.44] e [3.45] com a equação mecanística da taxa de extracção de água, a equação de van den Honert (Lhomme, 1998). Oportunamente, faremos a apreciação desta equação, segundo uma discussão centrada nos limites do potencial hídrico no *SPAC*, no âmbito da equação de van den Honert (equação [3.49], *p.* 223). Nas duas secções seguintes analisamos a evolução sazonal de $T_{\text{rf}}(t)$ e de $\Delta A(z, t)$, relativo ao sobreiro; para comparação, $\Delta A(z, t)$ foi também determinado na herbácea anual *Agrostis castellana*.

3.8.3 | Taxa transpiratória sob *stress* hídrico e em conforto hídrico avaliada em três níveis de organização

A. | Resposta da transpiração à interrupção do “*stress*” hídrico através da rega localizada

A taxa transpiratória foliar (T_{rf}) foi medida em situações de *stress* e de conforto hídrico natural ou em conforto hídrico induzido pela rega localizada “no pé”, no Verão. Durante as leituras, a orientação natural das folhas foi preservada para evitar a alteração do seu microclima, nomeadamente, a densidade de fluxo fotónico (*DFF*). Sempre que ocorreu, a rega foi sempre aplicada cerca das 20 horas, cobrindo de seguida o solo com palha seca, para minimizar a evaporação, até às medições a meio da manhã seguinte.

Em dois casos, a inspeção da geometria e da distribuição espacial da humidade, $\theta(z)$ no bolbo molhado revelara que infiltração elevava o valor de θ ao nível do intervalo médio da capacidade de campo, na profundidade variável entre 34 e ~44 cm, digamos 39 cm (ver Fig. 3.37). Com a rega localizada pretendeu-se simular o efeito da interrupção do *stress* hídrico no fim do Verão sobre as variáveis das trocas gasosas e a capacidade de compensação/recuperação hídrica da árvore, imediatamente a seguir a um episódio pluviométrico, por comparação entre as taxas transpiratórias correspondentes aos tratamentos de conforto e de carência hídrica.

A taxa transpiratória medida em árvores sob o efeito da carência hídrica natural foi registada, primeiro, nos dias 10 e 28 de Agosto de 2001. Os resultados revelaram que a média diária da taxa transpiratória foliar máxima (para *DFE* saturante) atingiu 1.29 ± 0.20 e 1.31 ± 0.21 kg m^{-2} [folha] dia^{-1} , respectivamente, pelo que pôde identificar-se o valor típico igual a 1.30 kg m^{-2} [folha] dia^{-1} , para a taxa transpiratória mínima estival.

Seguidamente, o grau de conforto hídrico induzido para a interrupção artificial do *stress* hídrico estival correspondeu à rega com o volume “elementar” de 3.74 litros por árvore, ou 30 mm de água; a primeira árvore regada foi P2, no dia 21 de Agosto de 2001. No dia posterior à rega, não foi observada variação significativa da taxa transpiratória, em relação ao valor de referência acima indicado, para condições ambientais idênticas.

A recuperação hídrica do sobreiro verificou-se entre o segundo e o terceiro dias após à rega (Anexo 2) e esta tendência seria novamente registada em 2002, de 19 para 21 de Agosto (Fig. 3.38). A taxa média da transpiração nas folhas iluminadas de P2, exemplificada pelos dias 23 e 27 de Agosto (Anexo 2), elevou-se, respectivamente, para 4.88 ± 0.09 ($n = 9$) e 3.06 ± 0.04 ($n = 8$), ou seja, para 3.77 kg m^{-2} [folha] dia^{-1} . Veremos que este valor pertence à classe da taxa transpiratória máxima sazonal, sendo 2.59 vezes superior à média da taxa mínima já referida.

Na verdade, a árvore P2 é representativa de um grupo de três sobreiros para os quais a rega simulou a intermitência natural da chuva, no clima mediterrânico. A árvore P2 foi novamente regada da maneira descrita, nos dias 28 e 30 de Agosto (portanto, totalizando 60 mm de água em dez dias), aplicando a água no mesmo “ponto”, sob a copa. Entre 28 de Agosto e 04 de Setembro, a taxa transpiratória nas árvores testemunhas (sem rega) reflectiram a média de 1.8 ± 1.0 $\text{mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2}$ [folha] s^{-1} , equivalente a 1.0 kg m^{-2} [folha] dia^{-1} , ou 1.0 mm dia^{-1} , à escala da folha.

A taxa transpiratória de P2 regada está resumida no Anexo 2. Para as leituras feitas entre 23 de Agosto e 04 de Setembro, retivemos os valores da taxa da transpiração de uma subamostra ($n = 47$) com origem em 61 leituras (6–8 folhas/árvore por sessão), mas só nas folhas iluminadas sob *DDF* (ou *PAR*) saturante. Isto é, 77% da amostra foi elegível segundo o critério $PAR > 500 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Então, nos dias 02 e 03 de Setembro, a transpiração máxima na folha aumentou (compare com a média indicada no parágrafo anterior) para, respectivamente, 4.97 ± 0.23 e 3.21 ± 0.18 ($n = 7$), digamos, $4.06 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$, traduzindo uma compensação hídrica de 406%.

Considerando, agora, todos os dias mais favoráveis de todo o período principal a que se referem estas medições (21 de Agosto a 04 de Setembro), a transpiração (molar) em conforto hídrico foi superior a $3.36 \text{ mmol m}^{-2} [\text{folha}] \text{ s}^{-1}$ (em 27 de Agosto); a média ascendeu a $6.49 \pm 0.52 \text{ mmol} [\text{H}_2\text{O}] \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Anexo 2) que, em altura diária equivalente, representou $3.58 \pm 0.29 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$. No período em causa, o intervalo de integração diário médio foi $13.38 \pm 0.37 \text{ h}$ de luz por dia.

Estes resultados indicam um elevado grau de “compensação hídrica” por parte do sobreiro, quando a interrupção do *stress* hídrico é feita a partir da superfície e independentemente da rega ter sido com 30 mm ou 60 mm de água. A resposta indiferenciada a diferentes quantidades de água aplicada sugere que a extracção da água do solo pelas raízes finas localizadas no volume superficial do solo com ~40 cm de profundidade é suficiente para permitir ao sobreiro atingir a transpiração máxima, após um episódio pluviométrico.

Do ponto de vista eco-hidrológico, é tão importante a magnitude e a rapidez com que se manifestou a referida compensação hídrica do sobreiro como o facto desta ter sido induzida pela interrupção do período estival de *stress* hídrico, mediante a aplicação de uma altura de água igual à média da máxima precipitação diária local.

O resultado da rega localizada indica que a frequência temporal da transpiração máxima do sobreiro em condições naturais, como função da água infiltrada no período de Primavera-Verão ou parte inicial do Outono, será induzida pela frequência dos episódios de precipitação significativa. O atraso de 2–3 dias verificado na resposta do sobreiro à rega, como o tempo necessário para recuperar a transpiração máxima é um dado certamente importante na modelação do balanço hídrico com resolução temporal diária mas, certamente, pouco relevante na sua integração sazonal.

Quanto à resolução espacial da distribuição vertical de $\theta(z)$, tem interesse conhecer a resolução espacial mais fina susceptível de captar o efeito da menor altura (I) de água infiltrada em solo seco que permite ao sobreiro recuperar a transpiração máxima.

Apesar desta análise não conduzir à resposta exacta, existe, naturalmente, para uma dada densidade (linear) das raízes (d_r), uma altura I capaz de repor a capacidade de campo numa profundidade molhada mínima, $z_h(I)$, que resolva o problema levantado. De acordo com Guswa *et al.*, (2004), por exemplo, a transpiração máxima, induzida quando apenas uma fracção do sistema de raízes experimente conforto hídrico, pode acontecer porque as raízes formam uma rede de resistências hidráulicas simultaneamente com troços associados em série e outros em paralelo, gerando diferentes taxas de extracção local de água no perfil do solo.

Se $z_h(I)$ depende do grau de saturação inicial médio do solo molhado, *i.e.*, $\langle S_i(z_i) \rangle = (\langle \theta_i \rangle - \theta_a) / (\theta_s - \theta_a)$ (com $\theta_s = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), podemos fazer de seguida esta estimativa, invocando a “camada superficial” ($D = \sim 13 \text{ cm}$) do solo estudado. Para além da “água evaporável” poder ceder toda a humidade residente como “água evaporável”, a “camada superficial” retém a humidade mínima (θ_a) do solo seco ao ar que vimos igualar um terço do coeficiente de emurchecimento ($\theta_{ce} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

A existência da “camada superficial” estratifica o solo em duas zonas separadas a 13 cm de profundidade. Assim, pode calcular-se $\langle \theta_i \rangle$ como a média espacialmente ponderada que justifique I (admitindo nas camadas abaixo de D , a humidade média $\langle \theta_* \rangle \geq \theta_{ce}$); este procedimento equivale a resolver o balanço da água infiltrada no bolbo molhado, em que θ_* é a incógnita. Note que a fronteira do bolbo molhado é definida por uma transição abrupta entre a humidade aí e aquela da região circundante onde $\theta = \langle \theta_i \rangle$ (humidade inicial média).

No caso em que a profundidade molhada atingiu 34 cm (340 mm) e, no bolbo molhado, a humidade média foi $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, a média ponderada para a expressão da humidade inicial $[(13\theta_a) + (34-13)\langle \theta_* \rangle] / 34$ devolve $\langle \theta_i \rangle = 0.082 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ – que é 90% do θ_{ce} – mas, abaixo da “camada superficial” seca ao ar e até 34 cm abaixo da superfície, obtém-se para θ_i a média $\langle \theta_* \rangle = 0.113 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, logo, $\langle S_i \rangle = 0.22$ (ou 22%).

Por ser maior que o coeficiente de emurchecimento, a humidade inicial desta ordem sustenta a actividade das raízes finas localizadas abaixo de 13 cm de profundidade. Abaixo de $z = 13 \text{ cm}$, a curva de retenção e o factor de conversão (Fig. 3.33; *p.* 152)

permitem determinar o potencial hídrico médio no solo como $\langle \psi_m(\theta^*) \rangle = -1.1$ MPa, que é superior a ψ_{ce} , ao coeficiente de emurchecimento.

5 Sendo assim, a existência de raízes finas vivas no fim do Verão, abaixo da “camada superficial”, é consistente com a observada extracção de água e conseqüente recuperação hídrica do sobreiro, após a reposição artificial da água disponível no solo. Para $z = 34$ cm, a altura da água infiltrada é justificada por $I \approx (0.17 - 0.082)(340 \text{ mm [solo]}) = 30 \text{ mm [de água]}$, mas sobrelevando a humidade actual em 13%, um erro aceitável.

10 Notemos, agora, que a adequada resolução do balanço de água no bolbo humedecido e o facto de, no dia 27 de Agosto, T_{rf} se ter reduzido novamente para valores típicos observados na testemunha (sob *stress*), indica que a água infiltrada foi consumida em 6 dias (Anexo 2) e que a taxa de extracção média foi $U_{max} = 5.01 \text{ kg m}^{-2} \text{ [solo] dia}^{-1}$. Este valor de U_{max} é realista para as condições experimentais descritas, já que explica 91% da evapotranspiração de referência média ($ET_o = 5.50 \pm 0.70 \text{ kg m}^{-2} \text{ [solo] dia}^{-1}$, no mesmo intervalo de tempo. Por isso, o quociente $5.01/5.50$ é a primeira estimativa do

15 coeficiente cultural de base do sobreiro, $K_{cb} = 0.91$, e reporta-se a uma semana, sendo comparável ao valor obtido em conforto hídrico primaveril em 2002 (*p.* 212).

A diferença verificada entre a taxas de extracção da água e da transpiração simultâneas significa que não é indiferente a expressão do uso da água pela planta

20 através de uma ou de outra de entre estas duas variáveis, quando se trata de quantificar o fluxo de água no ecossistema. Para evitar ambigüidades, todo o fluxo de água no *SPAC* é reportado à unidade de área do terreno. Isto requer a identificação dos factores de conversão (*e.g.*, U vs. T_{rf}) envolvidos, conferindo-os significados biofísicos. Este tópico será retomado na *Secção* §3.8.5.

25 Em síntese, este ensaio forneceu importantes informações qualitativas e quantitativas de carácter fundamental sobre algumas propriedades da transpiração no sobreiro, tais como:

- 30 a) Ao contrário do que imagináramos, na camada superficial do solo com 30–40 cm de profundidade, mais seguramente na camada interposta entre *D* e a fronteira inferior do solo molhado, a vitalidade das raízes finas do sobreiro conserva-se no Verão, mesmo sob o efeito do intenso *stress* hídrico;
- 35 b) em condições naturais idênticas às simuladas aqui, espera-se que a fracção das raízes finas acumuladas na camada referida em a) deverá permitir ao sobreiro uma recuperação hídrica relativamente rápida e segundo a taxa máxima (potencial) do

uso da água infiltrada na zona das raízes, após cada episódio de precipitação significativa;

- 5 c) no terceiro decêndio de Agosto e perante a ausência de chuvas, 2/3 da camada superficial do solo mencionada em a) mantinha uma humidade média (estimada) igual a 126% vezes superior ao coeficiente de emurchecimento;
- 10 d) o grau de saturação mínimo (0.22) correspondente à humidade residente no solo, como referida em c), parece ser o suficiente para assegurar a recuperação da taxa transpiratória máxima (potencial) do sobreiro, após a interrupção do *stress* hídrico estival; e se a densidade do enraizamento for relativamente uniforme, esse valor será válido para qualquer camada de solo e para a fracção mínima de raízes em conforto hídrico que surtirá o mesmo efeito.
- 15 e) a ausência de chuvas no Verão e a evidência da vitalidade das raízes finas nessa quadra, através do aumento da taxa transpiratória induzida, sugerem a necessidade de se identificar a origem alternativa da água residente na camada de solo referida em c), capaz de assegurar a actividade extractora das raízes finas do sobreiro, em plena estação seca.

20

A vitalidade estival das raízes finas (diâmetro < 2.5 mm) foi expressa no *Quercus ilex* através da massa acumulada (mínima no Verão) na camada superficial com 60 cm de profundidade (López *et al.*, 2001a e b); a distribuição vertical da produção anual das raízes finas foi unimodal e o intervalo modal (com 45 a 50 g m⁻² ano⁻¹) ocorreu entre as camadas 10–20 cm e 30–40 cm de profundidade e a camada superficial com 40 cm de profundidade acumulou ~77% dessa produção. A mortalidade seguiu o mesmo ritmo, mas com balanço positivo relativamente uniforme em todo o perfil.

Dado que as espécies lenhosas mediterrânicas do género *Quercus* apresentam convergência fitoclimática, morfológica e fenológica (Corcuera *et al.*, 2002), admitimos para o sobreiro uma dinâmica anual da produção de raízes idêntica à do *Quercus ilex* (López *et al.*, 2001a e b). Ora, o rápido aumento da taxa transpiratória do sobreiro, verificado após a rega da camada superficial com 30–40 cm de profundidade (em 2001; ver atrás) só pode ser explicado pela preservação da função das raízes finas ao longo do Verão seco.

35 Na verdade, a actividade vegetal depende de água disponível bastante para garantir um valor mínimo da turgescência celular, compatível com as actividades vitais. Em suma, e de acordo com as evidências analisadas, até aqui, se a água disponível à superfície for responsável pela preservação da vitalidade das raízes finas durante o Verão, a discussão da origem da sua presença aí torna-se pertinente.

Por conseguinte, a ausência de chuva e de acesso ao nível freático por parte das árvores jovens, sugerem como origem da água nas camadas superficiais do solo, no Verão, a redistribuição hidráulica feita pelas raízes mais profundas; o processo (passivo) é designado “hydraulic lift” (HL) (na terminologia anglo-saxónica) (Canadell *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 1999), ocorre durante a noite e manifesta-se através de ondas harmónicas circadianas do ψ_m (Domec *et al.*, 2004; Espeleta *et al.*, 2004; Kurz-Besson *et al.*, 2006). Na manhã seguinte, a água assim elevada até às camadas mais superficiais e secas, é rapidamente reabsorvida pelas raízes da própria árvore ou de plantas vizinhas que dela beneficiem. Mas, Espeleta *et al.* (2004) verificaram que nem todas as espécies de uma mesma comunidade manifestam o HL, em similares condições edafoclimáticas.

O HL foi observado no *Quercus laevis*, *Q. incana* e *Q. margaretta* (Espeleta *et al.*, 2004), associado a amplitudes diárias de flutuação máximas do ψ_m entre 0.3 e 0.42 MPa. Jackson *et al.* (1999) verificaram o HL na espécie sempre-verde *Quercus fusiformis*, cujas raízes captaram a água a 18 m de profundidade. Na sua revisão Jackson *et al.* (2000) concluíram que o HL nas espécies lenhosas originárias do bioma mediterrânico das esclerófilas perenifólias era particularmente frequente.

Por seu lado, Kurz-Besson *et al.* (2006) revelaram, recentemente, que o HL constituiu um importante subsídio (17–81%) para melhorar o estado hídrico interno do sobreiro, no Verão de 2003, em Évora. Nesse estudo, o HL estendeu-se de meados de Junho até meados de Setembro e a amplitude de flutuação máxima do ψ_m variou entre 0.02 MPa (árvore D22) e 0.15 MPa (árvore A11); as flutuações diárias de ψ_m a 40 cm de profundidade foram superiores às registadas a 1 m de profundidade, mostrando que o processo foi mais eficaz nessa camada mais superficial, provavelmente porque aí se concentra a maior parte de raízes finas colectoras.

25

B. Uso da água em 2002

A evolução da taxa transpiratória do sobreiro, em 2002, foi avaliada quer em regime de conforto hídrico natural (na Primavera) quer induzido por rega localizada, a partir de princípio de Julho de 2002, repetindo-se o esquema de rega de 2001. O objectivo foi a comparação interanual da resposta estomática quando o sobreiro transita de um regime hídrico para outro. O objectivo foi obter a curva da evolução da transpiração e determinar a taxa de extracção máxima e mínima sazonal, entre a última e a primeira precipitação significativa em 2002.

35

Em 2002 (tal como em 2001), as taxas instantâneas da transpiração foliar, $T_{rf}(t)$, foram medidas ao em torno do meio-dia solar. Primariamente expressa em $\text{mmol} [\text{vH}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{folha}] \text{s}^{-1}$, $T_{rf}(t)$ foi integrada no período de luz (14.3 h) e convertida para $\langle T_{rf}(t) \rangle$, a média correspondente na folhagem com unidades $\text{kg} [\text{vH}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{folha}] \text{dia}^{-1}$, equivalente a $\text{mm} [\text{H}_2\text{O}] \text{dia}^{-1}$.

10

15

20

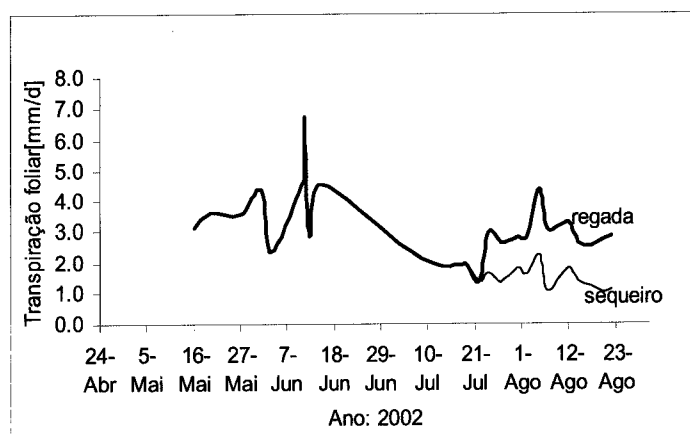


Fig. 3.38 Taxa transpiratória diária da folha (em $\text{kg} [\text{vH}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{folha}] \text{dia}^{-1}$) do sobreiro (Plantas P1, P2, P3, P4), em conforto hídrico natural (até 30 de Junho), ou regadas (após 19 de Julho) e em regime de “sequeiro” estival. Mitra, 2002. Nota-se o afastamento das curvas, 48 h depois da rega (início: a 19 de Julho), a seguir a longo período de défice hídrico.

25

30

Para melhor transmitir a ideia da continuidade, a Fig. 3.38 (página anterior) representa duas curvas “contínuas” da taxa transpiratória média diária ($\langle T_{rf}(t) \rangle$) referente à estação seca e obtida entre 15 de Maio (dia: $J = 135$) e 22 de Agosto ($J = 234$), com a frequência de três dias. em 2002, o período de leituras durou 99 dias e dividiu-se num subperíodo de conforto hídrico primaveril e noutro de défice hídrico estival. Na referida figura são evidentes duas fases experimentais: a) 15 de Maio ($J = 135$) a 18 de Junho ($J = 169$) e b) 19 de Julho ($J = 201$) a 23 de Agosto ($J = 235$), de acordo com a evolução temporal de T_{rf} e com o teor hídrico do solo.

35

O período a) de 34 dias foi caracterizado por relações hídricas favoráveis ao sobreiro. Em conforto hídrico, portanto, a taxa transpiratória ao meio-dia solar foi máxima, bem como o correspondente integral diário, para céu limpo. Naturalmente, a taxa transpiratória tem carácter estatístico porque são diversas as variáveis do ambiente edafoclimático que influenciam o controlo estomático da taxa transpiratória (Losch & Schulze, 1995; Körner, 1995).

De acordo com a Fig. 3.38, a retoma primaveril da actividade vegetativa do sobreiro correspondeu ao aumento gradual da taxa transpiratória até atingir o máximo; essa evolução em sintonia com a temperatura e a irradiância descrevem que, com água adequada no solo, a atmosfera controla a transpiração. Assim, a 15 de Maio, a média da taxa transpiratória máxima foi $\langle T_{rf(max)} \rangle = 3.14 \pm 0.92 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$; a 1 de Junho, o valor corrente elevou-se a $T_{rf(max)} = 4.40 \pm 1.34 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$. Entre 2 e 9 de Junho, o estado do tempo foi condicionado por um centro ciclónico, que situou a pressão de vapor (DPV) entre 0.40 e 0.94 kPa, em 3 de Junho, o seu efeito sobre os estomas resultou na diminuição da taxa transpiratória corrente para $T_{rf(max)} = 2.33 \pm 0.47 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$ (evapotranspiração de referência: $ET_o = 4.4 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$). Entretanto, o estado do tempo alterou-se entre os dias 9 e 10 para situação oposta; no dia 11 de Junho, sob a influência de um centro anticiclónico e forte advecção atmosférica, o aumento do DPV para 3.14 kPa foi acompanhado pela exibição da máxima taxa transpiratória absoluta, *i.e.*, $T_{rf(max)} = 6.71 \pm 0.84 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$ ($ET_o = 12.0 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$), ou seja, o triplo do valor observado no dia 3 de Junho.

Esta dinâmica reflecte que, mesmo em condições de conforto hídrico, a disponibilidade da água do solo, para a planta, não é constante e depende da procura atmosférica para o vapor de água. Os estomas (condutância) acabam por ter um papel indirecto, de facto multivariado (*sensu* Jarvis, 1987), sobre a transpiração. No entanto, a condutância é bem descrita em função do défice de pressão de vapor (Oren *et al.*, 1999; Ewers *et al.*, 2001), em conforto hídrico ou sob stress hídrico, que é a medida da humidade atmosférica mais consistente para explicar o grau de abertura dos estomas.

Existe, também, uma base hidráulica para explicar a condutância estomática em função do potencial hídrico foliar, principalmente, quando ocorre carência hídrica no solo ou há uma desidratação fisiológica conjuntural, que leva a um encerramento parcial dos estomas. Por exemplo, o sobreiro manifesta encerramento parcial dos estomas a meio do dia, sob *stress* hídrico (Lange *et al.* 1987). Em condições hídricas normais, a condutância estomática, logo a taxa transpiratória, responde a uma constelação de variáveis ambientais, *e.g.*, à luz, ao défice de pressão de vapor, à concentração interna do CO_2 , à água disponível (Salisbury & Ross, 1986; Wong *et al.*, 1989; Körner, 1995; Abrams *et al.*, 1994), captada pelo esquema quantitativo de Jarvis (1987).

A flutuação da taxa transpiratória ao longo do tempo, tal como o sobreiro manifesta, representa o facto da planta tender sempre a atingir a mais elevada taxa transpiratória

possível, para um dado poder evaporante do ar. Neste sentido, a relação matemática entre a taxa transpiratória e uma variável que meça a procura atmosférica para o vapor de água tem, pois, interesse prático. Para começar, a evolução suave da curva da taxa transpiratória facilita a modelação da mesma.

5 Mas, prossigamos, com a média da série temporal das taxas transpiratórias do sobreiro, durante a “primeira fase” (15 de Maio a 15 de Junho, 2002) de conforto hídrico, cujo integral médio diário foi $\langle T_{rf(max)} \rangle = 4.13 \pm 1.29 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$, para a duração média do dia igual a 14.3 h (I.M.); a incerteza da média iguala 31%. Ou seja, os extremos 2.84 e 5.42 $\text{kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$, definiram o intervalo de variação mínima da
10 taxa transpiratória máxima ($\langle T_{rf(max)} \rangle$) foliar. Para além do seu valor numérico, a duração da taxa transpiratória máxima é duplamente importante, na integração temporal diária e sazonal. Neste caso, a natureza estatística da $\langle T_{rf(max)} \rangle$ permite-nos alargar a sua duração até a data de ocorrência projectada do extremo inferior do intervalo do erro-padrão da média. Isto é, até 30 de Junho (J = 181), ou 45 dias, com base no conceito de
15 equiprobabilidade do referido intervalo. Isto estima a frequência máxima da transpiração máxima em ~12% do ciclo anual, centrada no dia 7 de Junho (em 2002).

Passando para subperíodo estival, no dia 19 de Julho deu-se início à “segunda fase” do estudo do uso da água, pelo sobreiro. Nessa data, dois tratamentos de rega localizada foram instituídos (Quadro 3.22): a) **R1** por aplicação de 44 mm de água, por planta,
20 aplicada ao grupo {P2B, P5; P9} e b) **R2** de 88 mm por planta a que se sujeitou o grupo {P3, P8, P10}; as profundidades de solo molhadas foram cerca de 40 cm e 80 cm, respectivamente. As medições prolongaram-se até 23 de Agosto (J = 235; Fig. 3.38) em sobreiros sob conforto hídrico e sob défice hídrico. Para o último regime os sobreiros P1, P2, e P4 continuaram sujeitos à evolução natural da água no solo, constituindo o
25 tratamento “sequeiro” (testemunha), que se diferenciou dos outros tratamentos a partir de 23 de Julho (Fig. 3.38). Na sua evolução, a partir de 22 de Julho (J = 203; 2002), inclusive, a taxa transpiratória $T_{rf}(t)$ passou a ser inferior a 2 $\text{kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$, como se vê, menos de metade da média referente à “primeira fase”. Uma árvore com 50% de défice transpiratório é considerada em pleno “regime de *stress* hídrico”.

30 Para este regime hídrico e entre 22 de Julho (J = 203) e 23 de Agosto (J = 235) a taxa transpiratória evoluiu de entre 2.28 para 1.00 $\text{kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$ e a média sazonal mínima foi $\langle T_{rf(min)} \rangle = 1.43 \pm 0.30 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$; com esta taxa o défice transpiratório médio ascendeu a $1 - (1.43/4.54) = 0.69$ (i.e., 69%). Enquanto isso, os

sobreiros reidratados (Quadro 3.22, p. 125; Fig. 3.38) aliviaram o *stress* hídrico de 69% para 39%, em comparação com $\langle T_{\text{rf(max)}} \rangle$ sazonal (“primeira fase”), exibindo a transpiração de $2.79 \pm 0.64 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$. Em resumo, a taxa transpiratória média dos sobreiros regados foi cerca do dobro da referente à amostra testemunha (sem rega),
5 mas em média esta modalidade ficou aquém do desempenho típico em conforto hídrico. No entanto, a modalidade testemunha forneceu o mesmo tipo de informação qualitativa que aquela obtida nos ensaios de 2001, até porque, a taxa transpiratória mais elevada, observada nas árvores regadas, foi idêntica ao seu homónimo primaveril, se exceptuarmos o valor extremo do dia 11 de Junho.

10 A comparação entre os valores extremos medidos, mostra que a taxa da transpiração média nas árvores não regadas (no Verão de 2002) perfaz 31% da taxa máxima sazonal, registada na Primavera, uma percentagem idêntica (30%) à verificada no estudo comparativo do Verão de 2001, sobre esta mesma variável ecofisiológica. A quantidade de água usada pela árvore depende da área foliar envolvida na transpiração. Assim, a
15 referida razão sazonal entre as taxas transpiratórias mínima e máxima, para a folha, pode tomar-se como referência e ser aplicada à copa ou ao ecossistema, caso o *LAI* sofra uma variação pouco significativa no ciclo vegetativo. Este é o caso do sobreiro em que a produção e a abscisão anual de folhas são simultâneas (Sá, 2002); para *Q. coccifera*, Rambal (1993) observou que a curva anual de *LAI* se mantém essencialmente constante.

20 A transpiração tem várias propriedades de interesse e entre elas estão o limite máximo e mínimo observados no período de crescimento. É igualmente conveniente sublinhar que os limites da taxa transpiratória que definem o estado de conforto hídrico da árvore correspondem à variação da água disponível entre a capacidade de campo e metade da água utilizável (*cf.*, Doorenbos & Kassam, 1979). Neste intervalo da água
25 útil, as plantas não acusam diminuição significativa da produtividade primária da água no fim do ciclo vegetativo (*cf.* Taylor *et al.*, 1983).

A transpiração dos sobreiros reidratados em 19 de Julho (2002) diferenciaram-se das árvores não regadas após 2–3 dias a seguir à rega, mas só no dia 5 de Agosto ($J = 217$) foi possível observar a taxa transpiratória foliar com a média mais elevada, apesar
30 da atmosfera estável nesse período; nesse dia verificou-se $T_{\text{rf(max)}} = 4.36 \pm 0.37 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$ (Fig. 3.38). A média dos vários máximos da curva “regada” na referida figura foi $\langle T_{\text{rf(max)}} \rangle = 3.54 \pm 0.73 \text{ kg m}^{-2} [\text{folha}] \text{ dia}^{-1}$ e este intervalo médio sobrepõe-se ao intervalo médio da transpiração máxima primaveril. Portanto, em termos estatísticos

a recuperação do estado hídrico dos sobreiros regados foi plena, uma vez mais induzida por rega localizada com 30 mm de água ou mais.

Em resumo, ficámos a conhecer sobre as propriedades da transpiração ao longo de um período de crescimento do sobreiro: 1) a transpiração máxima e mínima sazonal; 2) a razão entre elas; 3) a fracção do período de crescimento (ou anual) durante o qual a transpiração máxima é mantida; 4) a primeira aproximação da relação entre a taxa de extracção máxima e a ET_0 ; 5) que a transpiração é limitada pelo estado da atmosfera em conforto hídrico e pelo estado da água do solo quando a humidade solo (e o potencial matricial) é limitante; 6) que o se verifica a plena compensação hídrica do sobreiro 2–3 após um episódio de precipitação significativa de 30 mm.

É provável que o atraso de cerca de dois a três dias que verificámos ser necessário ao sobreiro para recuperar a transpiração máxima, na sequência da interrupção da condição de *stress* hídrico, pode ser o tempo necessário à biodegradação do *ABA*, depois do *stress* ser aliviado pela reposição da água do solo, de acordo com a opinião da Professora Alexandra Rosa da Costa (2002; Laboratório de Fisiologia Vegetal, Departamento de Biologia da Universidade de Évora).

A ideia geral a reter é a da transpiração como variável (medida) integradora da vitalidade da árvore, sendo, antes de mais e segundo a perspectiva da difusão molecular, função da condutância estomática (*cf.* Campbell & Norman, 1998). Por isso, a transpiração responde indirectamente a uma vasta lista de propriedades ecofisiológicas da planta que controlam o grau de abertura dos estomas (*cf.* Jarvis, 1987; Losch & Schulze, 1995). Essa lista inclui variáveis da atmosfera, como a luz e a humidade (*DPV*) (Oren *et al.*, 1999, Ewers *et al.*, 2001), e variáveis do solo, como é o caso do potencial hídrico matricial na zona das raízes (Lange *et al.*, 1987b).

A colecção de informações acima resumida é suficiente para a formulação de um modelo da transpiração com base no fluxo de seiva (medido ou simulado) e que permita estimar a taxa de extracção de água pelas raízes, também. O modelo requer dois parâmetros de importância central: a) o coeficiente cultural, a medida relativa do uso da água pelas plantas (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998) e b) a truncatura do enraizamento. Antes, porém, integraremos formalmente a informação empírica obtida sobre a transpiração e a variação da água no solo enraizado, na secção seguinte.

3.8.4 | Variação da água disponível no solo enraizado pelo sobreiro e a taxa de redistribuição da água do solo

A. Hidrologia e balanço hídrico simplificado em solo insaturado

A variação sazonal da água disponível, $\Delta A(z, t)$, no solo enraizado pelo sobreiro, foi determinada, com base na medição *in loco* da humidade (θ ; $\text{m}^3 [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-3} [\text{solo}]$) do solo até 1.20 m de profundidade, em três perfis ao longo da transecta central do campo experimental. Na *Agrostis castellana*, a evolução de θ água foi controlada em três perfis verticais de uma, inicialmente com 1 m de comprimento e 75 cm de largura e de profundidade.

Em cada de medição, a largura e o comprimento da trincheira eram alargadas, através da remoção de “fatias verticais” de solo seco, com 15 cm de largura; este procedimento exclui a variação devido à evaporação da água nas paredes da trincheira exposta ao ar, e captar apenas a variação imposta pela extracção da água pelas raízes.

Para o sobreiro e a *Agrostis*, $\Delta A(z, t)$ foi determinado por integração vertical da diferença entre os perfis iniciais da humidade do solo, obtidos, respectivamente, a 18 e 16 de Maio, e os perfis finais de 15 e 12 de Junho de 2002, pela mesma ordem. Se, por um lado, a profundidade de enraizamento da *Agrostis* foi claramente denunciada pelos perfis verticais da humidade do solo, por outro lado, a truncatura do enraizamento, no caso da árvore, não foi imediata.

Veremos, mais adiante, como o problema da truncatura do enraizamento do sobreiro fica resolvido se, ao longo do período a que se refere a variação da água do solo, a taxa transpiratória foliar for frequentemente medida, de modo a formar uma série temporal caracterizada pela sua média aritmética.

A ideia é simples e baseia-se na analogia segundo a qual a planta é encarada como uma única conduta hidráulica, com válvulas, atravessada pela água, desde as raízes no solo até raízes às folhas. Na essência, a verificação da lei da conservação da massa garante que o caudal de entrada de água (extracção) via raízes deve igualar aquele que é transpirado pela folhagem. A Fig. 3.38, da secção anterior, retrata uma série temporal de taxas transpiratórias que teve origem no procedimento descrito.

Os objectivos gerais para o assunto em foco foram: a) no sobreiro, medir a taxa transpiratória máxima, em condições de conforto hídrico e de densidade de fluxo

fotónico saturante, e a taxa transpiratória mínima sob o efeito do déficit hídrico, no Verão; b) confrontar a taxa transpiratória com a variação (extração) da água do solo, no sobreiro; c) identificar um critério de truncatura do enraizamento máximo das raízes do sobreiro e, igualmente, a da gramínea; d) comparar o uso da água disponível entre o sobreiro e a *Agrostis castellana*, na ausência de competição mútua.

Esta secção ocupa-se da extração, U , da água do solo pelo sobreiro, com especial destaque para a sua taxa de variação média, *i.e.*, $\langle \Delta A(t) \rangle = -\rho_w \Delta z \left[\frac{\partial}{\partial t} \theta(z, t) \right]$, de θ no solo enraizado, uma vez fixada a profundidade, Δz , o domínio de integração vertical pretendido. A variação local da água disponível implica o movimento da água ao longo de certa distância, Δz , segundo o gradiente linear de potencial hídrico total (matricial, ψ_m , e gravítico, ψ_g), num dado período de tempo (Kabat *et al.*, 1997; Campbell & Norman, 1998).

A dependência da variação da água em relação ao espaço e ao tempo, na vizinhança de um dado ponto da matriz do solo, é expressa pela equação [3.46] (de Darcy-Richards) para a continuidade hidrodinâmica do fluxo da água em solo insaturado (*cf.*, Hasegawa & Kasubuchi, 1993; Feddes *et al.*, 2001):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C(\theta) \frac{\partial \psi_m(\theta)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \psi_m(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \right] - \Delta A'(t) \quad [3.46]$$

A equação [3.46] está em $\text{m}^3 [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-3} [\text{solo}] \text{s}^{-1}$ e multiplica-se por $\rho_w \Delta z$ (kg m^{-2} ou mm) para a sua conversão em $\text{kg} [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{solo}] \text{s}^{-1}$ (ou mm s^{-1}); 1 dia = 86 400 s. $C(\theta)$ é a “capacidade hídrica diferencial” ($d\theta/d\psi_m$) do solo, o declive da curva característica, $\psi_m(\theta)$, de humidade-tensão (Kabat *et al.*, 1997; Feddes *et al.* 2005). Os parâmetros e a representação matemática da curva de retenção do solo estudado foram analisados na Secção §3.5.

Aqui, a ideia é determinar a importância relativa de cada termo do lado direito da equação [3.46], sobre a variação da água em solo insaturado. A questão em jogo é saber se a equação é essencialmente explicada pela redistribuição da água do solo ou se pela absorção da água pelas raízes. Começamos por recordar que a condutividade hidráulica ($K(\theta)$ [$\text{kg m}^{-3} \text{s}$]) e o potencial matricial, $\psi_m(\theta)$ (em [J kg^{-1}] e equivalente a $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), para além da sua forte dependência da humidade, a sua interdependência dificulta uma solução analítica. Ultrapassamos esta dificuldade seguindo Campbell & Norman (1998)

e recorrendo à relação empírica $K(\theta) = K_s(\theta/\theta_s)^m$ (onde $m = 2b + 3$), determinada como fracção do seu valor máximo ($K_s(\theta_s)$) em solo saturado (ver equação [3.37b], p. 164).

5 Recorde-se que $\psi_m(\theta)$ é devolvido pela curva de humidade-tensão que é $-\psi_m(\theta) = 0.017\theta^{-4.77} \text{ J kg}^{-1}$, onde o índice de distribuição dos poros (Campbell, 1974), o expoente $b = 4.77$, caracteriza a classe textural, sendo também uma medida da sua tortuosidade.

As condutividades hidráulicas associadas às constantes de humidade $\theta_s = 0.40$, $\theta_{cc} = 0.22$ e $\theta_{ce} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ são, pela mesma ordem, $\langle K_s(\theta_s) \rangle = 1.28 \cdot 10^{-3} (\pm 1.74 \cdot 10^{-4}) \text{ kg m}^{-3} \text{ s}$; à capacidade de campo, $K_{cc}(\theta_{cc}) = (6.46 \cdot 10^{-4})K_s = 8.20 \cdot 10^{-7}$ e, ao coeficiente de emurchecimento, $K(\theta_{ce}) = 10^{-11} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}$.

10 Quando cessa a infiltração, a água infiltrada no solo fica sujeita à redistribuição; eventualmente, sob a acção da gravidade, drena para fora do volume de controlo para o balanço hídrico. Em solo homogéneo, a profundidade da frente de humedecimento avança, sendo o potencial matricial aí, ψ_{fm} , inferior ao potencial de entrada do ar; a relação empírica $\psi_{fm} \approx (2b + 3)/(b + 3)\psi_e$ foi proposta por Campbell & Norman (1998).
15 No solo franco-arenoso estudado, $\psi_{fm} = -2.40 \text{ J kg}^{-1}$ e é ~ 10 vezes superior a ψ_{cc} , o potencial matricial à capacidade de campo.

Excluindo, agora, a situação extrema do solo insaturado ao coeficiente de emurchecimento, temos interesse em determinar e comparar as taxas da infiltração (I_s) e da variação (ΔA) da água no solo saturado, a drenagem interna (ϵ) e a redistribuição à
20 capacidade de campo, para investigar qual delas limita a taxa de entrada da água (u_r) nas raízes. Contudo, o estudo destas relações é adiada para o contexto do fluxo de seiva. Para simplificar, negligenciamos fluxos laterais no interior do volume do controlo.

Os cálculos são feitos com base na equação de Darcy-Richards a uma dimensão, em função do $\psi_m(\theta)$; por exemplo, para $\theta = \theta_{cc}$, calculamos $\epsilon(\psi_{cc}) = gK(\psi_m) = gK_s(\psi_e/\psi_{cc})^n$
25 com $n = 2+3/b$ (Campbell & Norman, 1998); para o solo estudado, $n = 2.63$, $\psi_e = -1.49 \text{ J kg}^{-1}$ e $\psi_{cc} = -23.3 \text{ J kg}^{-1}$. Assim, a redistribuição é $\epsilon(\psi_{cc}) = 8.78 \cdot 10^{-6} \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ s}^{-1}$ e a drenagem $\epsilon(1.61\psi_e) = 2.29 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, enquanto em solo saturado $I_s = 1.25 \cdot 10^{-2} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

A partir destes resultados, sublinhamos dois aspectos: em primeiro lugar, a
30 diminuição da condutividade hidráulica em quatro ordens de grandeza, quando o solo passa de saturado ao estado de insaturado à capacidade de campo, indica um fraco efeito da redistribuição sobre a variação da água em solo insaturado e na ausência de vegetação.



Isto significa que em sistemas vegetais a diminuição do grau de saturação hídrica na zona enraizada seja dominada pela função extractora das raízes. Este facto será ilustrado para as condições de campo deste estudo. Em segundo lugar, a dinâmica da água no solo à capacidade de campo surge como aquela que deve limitar o fluxo da água do solo para as raízes. Como tal, esta informação é retida para análise posterior.

Do ponto de vista eco-hidrológico, existe interesse em confrontar as taxas da redistribuição e da entrada da água nas raízes; aqui, todos os fluxos de água no *SPAC* são aferidos em relação à evapotranspiração de referência, ET_o . Por agora, a taxa de redistribuição pode ser comparada à máxima absoluta, $ET_o = 12 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$ (11 de Junho, 2002), donde $\epsilon/12 = 0.07$ (*i.e.*, 7%), ou à média ($ET_o = 7.61 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), donde $\epsilon/ET_o = 0.11$ (11%), para o solo (textura) em causa.

A física envolvida no processo de evaporação à superfície leva-nos a assumir, desde já, que a relação acima calculada deve identificar o limite superior da taxa da evaporação em solo insaturado, pois, o potencial matricial e a condutividade hidráulica limitam o acesso da água do solo à superfície.

Quanto à relação entre a transpiração e a água do solo e a atmosfera, as plantas tendem a desenvolver relações hídricas e resistências ao fluxo de modo a aproximarem tanto quanto possível a taxa transpiratória da ET_o (*vide*, Fig. 3.38). Assim, o baixo valor da razão ϵ/ET_o sustenta que a variação da água disponível é fundamentalmente atribuível à sua extracção pelas raízes (ver equação [3.46]) (Feddes *et al.*, 2001).

A informação disponível sobre u_r é rara! Para uma variedade de milho (*Zea mays* L.), Schambil & Woermann (1989) obtiveram em laboratório $7 \cdot 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} [\text{raiz}] \text{ s}^{-1}$, ou seja $0.25 \text{ kg m}^{-2} [\text{raiz}] \text{ h}^{-1}$, mas não sabemos até que ponto este valor pode traduzir o que se passa no campo. Apesar de ser estudado no Capítulo §3.9, antecipamos para introduzir já a noção da razão entre a entrada de água (por unidade de área da respectiva secção de fluxo) e a ET_o , que mede o índice de área de raízes ($IAR, \text{m}^2 [\text{raiz}] \text{m}^{-2} [\text{solo}]$), o escalar que converte u_r em evapotranspiração da planta. Aqui, este tipo de conversão (escalonamento) é feito entre a variação da água do solo e a taxa transpiratória foliar.

Retomamos a variação da água no solo para analisarmos o estado hídrico inicial do solo, no período das medições. Entre 16 e 18 de Maio ($J = 138$), o céu esteve nublado e a distribuição vertical inicial, $\theta_i(z)$, da humidade no sobreiro, foi obtida no dia 18 de Maio, após as últimas precipitações significativas de 9.3 e 7.5 mm, a 06 e 07 de Maio, respectivamente. A distribuição vertical da humidade foi medida em três perfis do solo,

até 1.20 m de profundidade, nos limites da projecção da copa em três sobreiros, ditos P1, P2 e P4. O sobreiro P4 representou o sector “A”, praticamente sem pedras, e P1 e P2 representaram o sector “B” (relativamente pedregoso). A profundidade máxima de prospecção da humidade atingiu 60 cm na P1, condicionada pela resistência do solo à progressão da sonda utilizada, e 110 cm em P2 e P4, limitada pelo comprimento total (120 cm) da mesma. A análise e discussão são feitas a seguir.

B. Relação entre a variação da água do solo e a taxa de extracção da água pelas raízes

10 A extracção de água pelas raízes é expressa em densidade de fluxo de massa (kg [água] m⁻² [solo] dia⁻¹), uma expressão que evidencia diferenças entre plantas, (Hasegawa & Kasubuchi, 1993). Os resultados excluem a árvore P1 pelas razões expostas no último parágrafo.

A humidade do solo aumentou com a profundidade nas árvores P2 (Fig. 3.39) e P4 (Fig. 3.40). Na camada superficial [0-6] cm e exposta ao ar $\theta(6)$ foi igual ao coeficiente de emurchecimento ($\theta_{ce} = 0.092 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), no sobreiro P2, e inferior a esse valor em P4. Em geral, a profundidades superiores a 10–14 cm, a humidade inicial $\theta_i(z)$ variou entre 0.15 e 0.19 m³ m⁻³, em P4, e entre 0.13 e 0.24 m³ m⁻³, em P2. Estes valores definem um intervalo médio da humidade inicial que idêntico ao da capacidade de campo de referência do solo franco-arenoso (*i.e.*, $\theta_{cc} = 0.19 \pm 0.035 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). A humidade inicial média $\langle \theta_i \rangle = 0.19 \pm 0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ sugere água de drenagem nula; também não foi identificado contributo freático (ascensão capilar). Os perfis iniciais e finais da humidade do solo estão representados na Fig. 3.39 (sobreiro P4) e na Fig. 3.40 (sobreiro P2) e foram obtidos em 18 de Maio e em 15 de Junho de 2002, respectivamente. A humidade à profundidade genérica z é representada no texto por $\theta(z)$, com z em cm. Por exemplo, no sobreiro P4, $\theta(6)$ na camada superficial [0, 6] cm foi inferior ao coeficiente de emurchecimento, no período de medições.

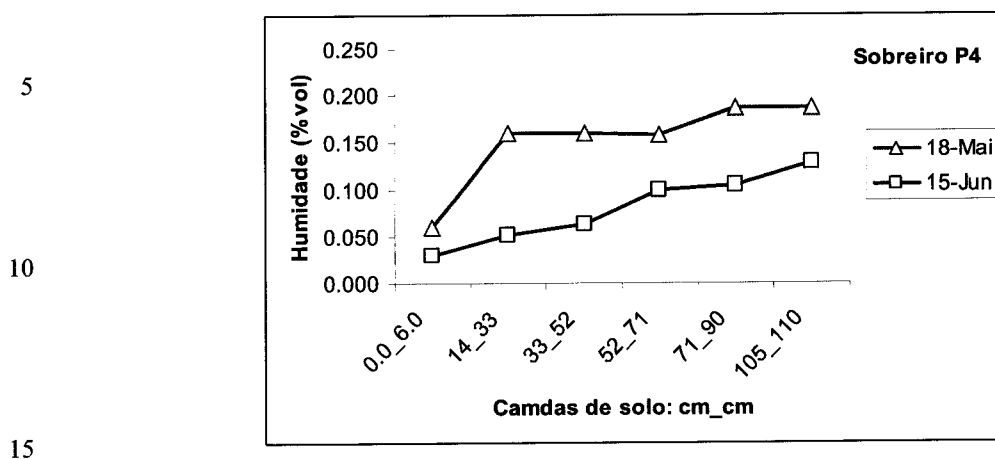


Fig. 3.39 Perfil de humidade ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) inicial (18/Maio) e final (15/Junho) no sobreiro P4 para a determinação da variação da água na zona das raízes. Água extraída: $\Delta A(z, t) = -0.072 \pm 0.039 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, até $z = 110 \text{ cm}$ de profundidade. Mitra, 2002.

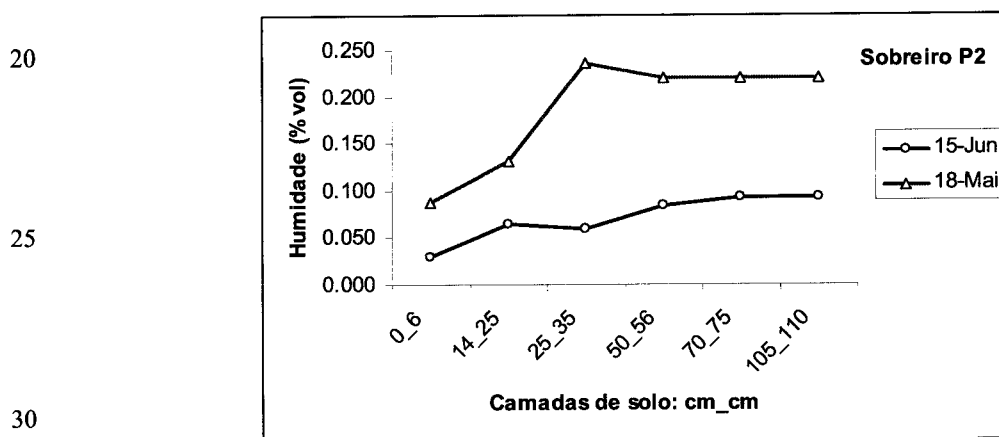


Fig. 3.40 Perfil vertical de humidade inicial (18/Maio) e final (15/Junho) no sobreiro P2 para a determinação da variação da água no solo. Água extraída: $\Delta\theta = -0.115 \pm 0.045 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$; profundidade de acesso, $z = 110 \text{ cm}$. Mitra, 2002.

A 18 de Maio, a humidade inicial, $\theta_i(z)$, variou entre $0.060 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, nos 6 cm superficiais, e $0.161 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, na camada [14–33] cm, o que determinou um gradiente médio igual a $-0.003 (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})/\text{cm}$, pelo que, a $z = 10 \text{ cm}$ se pode interpolar $\theta(10) = 0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e, a $z = 20 \text{ cm}$, $\theta(20) = 0.121 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Entre $z = 33$ e $z = 71 \text{ cm}$, $\theta(z)$ foi constante e igual a $0.16 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; entre $z = 71 \text{ cm}$ e $z = 110 \text{ cm}$, a humidade aumentou para $0.187 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

O perfil final, $\theta_f(z)$, da humidade do solo, a 15 de Junho, mostrou-se regularmente crescente com a profundidade, em P4, e variou entre 0.030 e $0.128 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, a uma frequência espacial de $+0.089 (\text{m}^3 \text{ m}^{-3}) \text{ m}^{-1}$, nas camadas acima da profundidade $z = 110 \text{ cm}$; a humidade remanescente na camada superficial [0, 6] cm, seca ao ar, atingiu $0.034 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, que é cerca de $1/3$ do coeficiente de emurchecimento. A tendência crescente da curva final $\theta_f(z)$ projecta a sua intercepção com a curva inicial (constante e igual à capacidade de campo) à profundidade $z_{r^*} = (0.187 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}) / [0.089 (\text{m}^3 \text{ m}^{-3}) \text{ m}^{-1}] = 2.11 \text{ m}$. Esta é uma primeira estimativa da truncatura da profundidade de enraizamento do sobreiro se a densidade das raízes for constante. Pode observar-se que a variação humidade do solo, em P4, na camada [14, 33] cm (*i.e.*, abaixo da “camada superficial”) foi devido exclusivamente à extracção da água pelas raízes. Após trinta dias sob extracção contínua à taxa máxima, o seu valor residual fixou-se em $\theta_{\min} = 0.052 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Em ambos os gráficos, verificou-se a maior extracção da água entre 25–33 e 56–71 cm de profundidade. Em regra, nas camadas acima de 71 cm de profundidade, $\theta_f(z)$ atingiu entre $0.55\theta_{ce}$ e θ_{ce} . Aparentemente, o teor final de água, inferior ao valor de referência de θ_{ce} pode indicar variação espacial da textura do solo. Neste caso, tratar-se-á de uma mancha de solo com textura mais arenosa do que a das amostras recolhidas para a análise laboratorial das propriedades hidrológicas do solo. Em todo o caso, a melhor sustentação a este comentário é a comparação entre a água disponível de referência ($0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) e a variação do armazenamento no campo.

Os resultados mostram que o valor médio da humidade inicial, para o sobreiro P4, foi $\langle\theta_i(110)\rangle = 0.152 \pm 0.047 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e, no final, $\langle\theta_f(110)\rangle = 0.080 \pm 0.037 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. A área definida pelas curvas de humidade $\langle\theta_i(z)\rangle$ e $\langle\theta_f(z)\rangle$ e pelas fronteiras $z = 0$ e a profundidade de enraizamento a considerar determina $\Delta A_{(P4)} = \theta_f(z) - \theta_i(z) = -0.072 \pm 0.039 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, com a profundidade truncada em $z_r = 110 \text{ cm}$. Não houve caso de drenagem (*i.e.*, $\theta > 0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) em P4, no período das medições. Dado que $\Delta A_{(P4)} < 0.11$

$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, tem-se que θ_{\min} pode representar θ_{ce} de uma classe de textura distinta da de referência.

Análise idêntica se faz relativamente ao sobreiro P2 (Fig. 3.40). Aqui, a drenagem totalizou $0.094 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, ou $D_p = 80 \text{ mm}$, na camada [25, 110] cm; a humidade inicial foi $\theta_i(z) = 0.162 \pm 0.042 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, e, a final, $\theta_f(z) = 0.071 \pm 0.024 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, determinando a variação $\Delta A_{(P2)} = -0.099 \pm 0.032 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, até $z = 110 \text{ cm}$, também. O sobreiro P2 extraiu água até o valor mínimo $\theta_{\min} = 0.063 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, entre 14 e 35 cm de profundidade, à semelhança de P4; em todo o perfil final foi regra $\theta_f(z) \leq \theta_{ce}$ de referência, por ora considerado com a cautela sugerida acima. Para as árvores P2 e P4, a humidade remanescente no perfil foi, em média, $\langle \theta_{\min} \rangle = 0.06 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, ou seja $\sim 0.6\theta_{ce}$.

Para os sobreiros P2 e P4, a variação média da água do solo até z_r arbitrada cifrou-se em $\Delta A(z \leq 1100) = -0.086 \pm 0.019 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ quando a humidade evoluiu entre 18 de Maio e 15 de Junho; o desvio meio para o valor de referência perfaz, assim, -21.8% e está entre os limites naturais de variação da média correspondente. Em primeira aproximação, portanto, e em altura equivalente, a variação total da água disponível correspondeu foi de 94.6 mm, em 110 cm do perfil enraizado, à taxa média igual a $\langle \Delta A(t) \rangle = -3.38 \pm 0.63 \text{ mm dia}^{-1}$, nos primeiros 30 dias ($\Delta t = 166 - 138$).

Todavia, os gráficos em análise sugerem inequivocamente uma maior profundidade de truncatura do enraizamento e, como sugerido antes, não deve exceder $z^* = 2.11 \text{ m}$; para este enraizamento estimamos $\langle \Delta A(t) \rangle = 180.6 \text{ mm}$ de água; a taxa de variação (extracção) projectada é 6.45 mm dia^{-1} . Na situação de conforto hídrico, as plantas tendem a ajustar a condutância estomática de modo a aproximaram a transpiração da taxa máxima potencial, medida pela ET_o média no período, tendo atingido 7.61 mm dia^{-1} . Portanto, a taxa acima calculada é mais realista do que a obtida na primeira aproximação, apesar da subjectividade do valor de z^* . A análise rigorosa que nos permite obter o adequado valor do integral espacial $\langle \Delta A(t) \rangle$ é feita na secção seguinte.

3.8.5 | **Relação entre a variação da água do solo e a transpiração: índice de área foliar transpirante e truncatura da “dimensão linear de enraizamento” do sobreiro**

A. | *Identificação da relação matemática a variação da água do solo e a transpiração e definição do índice de área foliar transpirante*

O que é fundamental questionar é se a variação da humidade na profundidade de prospecção do solo foi suficiente para explicar o fluxo transpiratório foliar, medido no mesmo período. Na análise que se segue, continuaremos a usar os valores de referência das “constantes de humidade” do solo.

Procuramos um critério numérico consistente que nos permita determinar a efectiva máxima dimensão linear de enraizamento ($z_{r(\max)}$) de modo a definir-se o volume de controlo do solo enraizado para o balanço hídrico pretendido. A este respeito, a substituição da taxa transpiratória média observada (Secção §3.8.3) na equação [3.44] (*p.* 186) permite determinar $z_{r(\max)}$ com base na água disponível medida na terra-fina. O critério de cálculo de $z_{r(\max)}$ baseia-se no pressuposto central do modelo, segundo o qual a condutância difusiva dos estomas ao vapor de água responde a um “princípio hidráulico” no contínuo solo-planta-atmosfera (Ewers *et al.* 2001).

Em geral, o fluxo de água no *SPAC* é tratado segundo um modelo hidráulico de regime estacionário ao longo do percurso entre a interface solo/raiz e folhagem e desta para a atmosfera (na forma de vapor). Esta representação não incorpora a (pequena) capacitância hídrica da árvore em modelos com resolução temporal diária (Nobel, 1991; Lhomme *et al.*, 2001; James *et al.*, 2004), o que justifica a equação [3.44].

A conversão entre $\Delta A(t)$ e $\langle T_{rc}(t) \rangle$ implica determinar o factor de escala (factor de conversão ou de escalonamento) entre ambos, identificado na equação [3.44] como β , e que a análise dimensional mostra ser proporcional ao índice de área foliar, *LAI*. O uso de modelos de escalonamento é comum em engenharia e ecologia (Jarvis, 1987; Holling, 1992; Baldocchi, 2005). Por, por exemplo, os atributos de um sistema biofísico complexo tendem a variar com a escala de observação (x) via uma função em forma de potência ($f(x) \sim ax^n$) (Baldocchi, 2005). No que se refere às trocas de energia e matéria num fitossistema, mas medidas na folha, o índice de área foliar (*LAI*, m^2 [folhas] m^{-2} [solo]) é um razoável factor de escala, como veremos.

A relação formal entre T_{rc} ($kg [vH_2O] m^{-2} [folha] dia^{-1}$) e ΔA ($kg [H_2O] m^{-2} [solo] dia^{-1}$), tal como é expressa pela equação [3.44], verifica-se na condição de que ambas as

variáveis se refiram à mesma escala temporal; já que se referem ao mesmo período, a relação de escala espacial a investigar é do tipo $\Delta A(z \leq z_r) = m \cdot T_{rc}^b + \varepsilon (m, b, \varepsilon > 0)$.

Tal como referido, a análise dimensional identifica o coeficiente alométrico, o factor de escala m , como uma medida do índice de área foliar (LAI , m^2 [folhas] m^{-2} [solo]). Assim, o expoente alométrico, o parâmetro de forma, b , é 1, e a relação entre a variação da água disponível no solo enraizado e a taxa transpiratória é linear. O procedimento justifica-se, pois, normalmente o fluxo de água no fitossistema é expresso por unidade de área da superfície do solo e não por unidade de área foliar transpirante, como o é a “taxa transpiratória foliar”; ε é o eventual termo de erro experimental.

É conveniente identificar com que classe do índice de área foliar se relaciona m (m^2 [folha] m^{-2} [solo]). Designêmo-la *índice de área foliar transpirante* (L') e comparêmo-la ao *índice de área foliar iluminado* (L_i), já que está em causa a transpiração estomática nas folhas expostas à luz, acima de um valor crítico. A condição $L' \leq L_i$ deve verificar-se, bem como a igualdade $m = \langle L' \rangle$ (i.e., $\langle L' \rangle$ é a média de L').

A fracção iluminada de LAI é $f_i = L_i/LAI$ e pode ser determinada analiticamente (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998); a determinação independente do LAI é feita mais adiante. Para o nosso propósito, uma fracção de LAI diz-se “iluminada” se sujeita à irradiância (I) superior ao ponto de compensação (I_c) fotossintética para a luz, que é o valor de I que determina o fecho total dos estomas, anulando a transpiração estomática. Por exemplo, I_c foi medido no trevo branco (cf. Lima, 1992) em tratamentos com ~0% e 30% de défice hídrico, tendo sido igual a 27 W m^{-2} e 136 W m^{-2} , respectivamente: o ponto médio, igual a 82 W m^{-2} , é idêntico ao valor (100 W m^{-2}) indicado por Körner (1995).

B. *Determinação do Índice de área foliar e índice de área foliar iluminada a partir da geometria da copa e do coeficiente de transmissão da folhagem*

Como medida da densidade foliar, LAI foi determinado por método óptico baseado nas propriedades radiativas da folhagem e na modelação da transmitância da radiação pela folhagem (cf., e.g., Asner & Wessman, 1997). Foram medidos os coeficientes de absorção ($\alpha_{f(vis)}$) e de transmissão ($\tau_{f(vis)}$) de folhas de sobreiro, e da radiação PAR ; o coeficiente de extinção (K_{eb}) das copas (como “corpos negros”) foi estimado, para a amostra de sete sobreiros, pelo modelo elipsoidal de Campbell (1986). Finalmente, LAI foi estimado pela inversão da equação [2.7] (da transmitância) seguido da correcção K_e

= $K_{eb}(\alpha_{f(vis)})^{1/2}$ de Goudriaan (1988, citado por Campbell & Norman, 1998) para folhas reais:

$$LAI = -\frac{\ln(\tau_{vis})}{K_{eb}\sqrt{\alpha_{f(vis)}}} \quad [3.47]$$

5 LAI é o índice de área foliar da árvore; o coeficiente de extinção tem dimensões recíprocas às de LAI , sendo $K_{eb} = K_{eb}(\theta, x)$ dado pela equação [2.7], é função do ângulo zenital (θ) do Sol e do parâmetro (x) = a/b ; quadro 3.25) de geometria da elipsóide que descreve a copa (Mann *et al.*, 1980; Campbell, 1986).

10 Medidos $\alpha_{f(vis)}$ da folha e τ_{vis} da folhagem, o quadro 3.25 resume os dados e as saídas fornecidas pelas equações [2.7] e [3.47]. Foram, ainda medidos a) os parâmetros geométricos da copa do modelo elipsoidal do coeficiente de extinção, ou seja, $2b$, que representa a profundidade da copa (igual à altura do sobreiro, sem fusto, aos 6 anos) e, $2a$, o diâmetro horizontal da copa. A correcção do coeficiente de extinção permitiu obter, para a copa de folhas reais, $K_e = 0.58 \pm 0.03$. Também calculado foi o grau de
15 cobertura (c) que a árvore oferece ao solo: corrigido para o ângulo zenital nulo, a média de c foi 0.78 ± 0.08 , para a amostra de sobreiros (ver quadro 3.25).

20 Quadro 3.25. Parâmetros geométricos (a , b , x), coeficiente de transmissão (τ) total e coeficiente de extinção (K_{eb}) da luz, em sobreiros jovens, e resultantes valores do índice de área foliar LAI ; coeficiente de absorção médio foliar: $\langle\alpha_{f(vis)}\rangle = 0.84$. Latitude: 38.5 °; ângulo zenital: 38 °; hora do dia: 15.75h. Mitra, 30 de Agosto de 2002.

Árvore	$2b$	$2a$	$x = a/b$	K_{eb}	τ_{vis}	LAI	L_i	c
	(m)	(m)	(1)	($m^2 m^{-2}$) ⁻¹	(1)	($m^2 m^{-2}$)	($m^2 m^{-2}$)	(1)
P1	1.20	1.33	1.11	0.65	0.110	3.69	1.49	0.84
P2	1.50	1.86	1.24	0.68	0.100	3.72	1.45	0.86
P3	1.00	1.10	1.10	0.65	0.310	1.96	1.16	0.62
P4	1.22	1.03	0.84	0.60	0.168	3.22	1.50	0.73
P8	1.50	1.00	0.67	0.57	0.083	4.76	1.75	0.80
P9	1.40	1.29	0.92	0.62	0.110	3.89	1.57	0.81
P10	1.50	1.35	0.90	0.62	0.125	3.53	1.53	0.79
Média	1.33	1.28	0.97	0.63	0.143	3.54	1.49	0.778
Desvio-padrão	0.20	0.29	0.19	0.04	0.078	0.67	0.18	0.08

25

O facto do parâmetro x ter uma média ($\langle x \rangle = 0.97 (\pm 0.19)$) próxima da unidade, faz a copa representativa da amostra de sobreiros ter uma distribuição do ângulo foliar

vertical, próxima da esférica ($x = 1$). A média de LAI , devolvida pela equação [3.47], foi $\langle LAI \rangle = 3.54 \pm 0.67 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$, em função do coeficiente de transmissão médio ($\langle \tau_{\text{vis}} \rangle = 0.143 \pm 0.078$), enquanto o índice de área foliar iluminado foi $\langle L_i \rangle = 1.49 \pm 0.18 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$.

5 Por definição, L_i é igual à fracção $(1-\tau)$ da radiação interceptada a dividir pelo coeficiente de extinção (Monteith & Unsworth, 1990; Moreshet *et al.*, 1996; Campbell & Norman, 1998), K_{eb} , ele próprio um índice de área (Monteith & Unsworth, 1990). Por seu lado, a fracção interceptada da luz determina a fracção iluminada (f_i) da folhagem. Tendo em conta variações aleatórias, em vez do cálculo da média de f_i como o
10 quociente médio $\langle L_i \rangle / \langle LAI \rangle$, preferimos evidenciar a incerteza da média da série da razão $\{L_i/LAI\}$ (não explícita no Quadro 3.25).

A média da série $\{L_i/LAI\}$ (ver Quadro 3.25) determina o intervalo médio $\langle L_i/LAI \rangle = \langle f_i \rangle = 0.44 \pm 0.07$; daqui, a média do índice de área foliar iluminada a reter é $\langle L_i \rangle = (0.44)(3.54) = 1.56 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$. Apesar deste valor exceder em 4.7% o valor
15 indicado no Quadro 3.25, pertencem ao mesmo intervalo médio. Entenda-se que $\langle L_i \rangle$ é, genericamente, uma variável biofísica de estado (estrutura) da dinâmica da folhagem e, também, o factor de conversão entre as áreas seccionais de fluxo de água no solo e na folhagem. A extinção da luz na folhagem permite que esta seja tratada como uma fonte/sorvedouro dual de fluxos de matéria (*e.g.*, vapor de água, CO_2) e de energia
20 (Baldocchi, 2005), ao dar origem a uma “camada” iluminada (onde a condutância estomática é máxima) e a outra ensombrada (onde a condutância é mínima).

Antes da conversão pretendida, convém frisar que f_i , em teoria varia entre 1 e 0. No estado vegetativo inicial da planta, caracterizado por poucas folhas, haverá um momento em que f_i de uma jovem planta atinja, certamente, a unidade. À medida a
25 folhagem evolui para a sua configuração definitiva, f_i deve diminuir para se estabilizar em torno de um valor médio. Este vai depender essencialmente do tipo de distribuição aleatória do ângulo azimutal das folhas. Ora, o facto da maioria das folhagens naturais apresentarem uma distribuição esférica do ângulo foliar (Mann *et al.*, 1980; Campbell, 1974, Campbell & Norman, 1998), a esperança matemática de f_i é 0.50. Dispensando,
30 por ora, a demonstração, a justificação é intuitiva porque a intercepção da luz por uma folha aleatoriamente posicionada na copa é, ela própria, considerada um processo aleatório com distribuição binomial. Notemos que 0.50 pertence ao intervalo de um erro-padrão da média de f_i observado atrás indicado.

Podemos, então, passar a definir “sombra” e “transpiração à sombra”, através da discriminação termorradiativa da fracção iluminada (f_i) e da fracção ensombrada ($1 - f_i$) da folhagem que permite considerar esse domínio como fonte/sumidouro dual de trocas de energia e gasosas com a atmosfera. Segue-se que, fazendo leituras segundo o plano da inclinação natural da folha, sob luz (DFP) saturante, a radiação PAR directa foi 1320 ± 442 e $1550 \pm 283 \mu\text{mol}$ [fotões] m^{-2} [folha] s^{-1} , respectivamente, para os períodos de 15/05 a 15/06 e 15/06 a 22/08 de 2002 (ver anexos 2 e 3).

Por seu turno, a folhagem ensombrada é caracterizada por PAR difusa, cuja intensidade observada foi $\sim 10\%$ da luz directa. Efectivamente, nos dois períodos referidos a PAR difusa variou entre 132 e $155 \mu\text{mol}$ [fotões] $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente.

Sabe-se que os estomas fecham completamente quando $PAR < \sim 200 \mu\text{mol}$ [fotões] $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (ca. 90 W m^{-2} ; vide Körner, 1995), de onde se conclui que, nas folhas ensombradas do sobreiro, os estomas estão fechados, a transpiração é idêntica à cuticular e o potencial hídrico foliar, $\psi_{f(\text{max})}$, deve equilibrar-se com o potencial hídrico do xilema, ψ_x , da estrutura lenhosa (Bristow *et al.* 1984; Bauerle *et al.* 1999), de facto, o potencial hídrico no compartimento da capacitância hídrica da árvore (Lhomme *et al.*, 2001).

Noutra data, em 18/07/2002, em que a PAR em folhas ensombradas foi igual a $94 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, a condutância estomática observada atingiu 20% da observada nas folhas iluminadas e, provavelmente, esta percentagem corresponde à transpiração cuticular. Com efeito, a transpiração cuticular é $\leq 20\%$ (Körner, 1995) e, tendencialmente, ca. 10% (Nobel, 1991), ou mesmo ca. 5% (Bauerle *et al.*, 1999) da transpiração estomática máxima simultânea, medida sob luz saturante. Em suma, a transpiração cuticular do sobreiro ponderada por $(1 - f_i)$ ao nível da folhagem pode representar, no máximo, ca. 12% da transpiração nas folhas iluminadas.

Prosseguimos com a conversão da taxa transpiratória foliar média ($\langle T_{rf(\text{max})} \rangle = 4.13 \text{ kg}$ [água] m^{-2} [folha] dia^{-1}) em densidade da intensidade de fluxo da extracção de água $U(t)$, expressa em kg [água] m^{-2} [solo] dia^{-1} , portanto por unidade de área do terreno.

Genericamente, escrevemos $U(t) = T_{rf}(t)L_i$, expressão que é outra versão da equação [3.44], respeitando a lei conservação da massa. Finalmente, em conforto hídrico, a média de $U_{\text{max}}(t)$ é (note o itálico) $\langle U_{\text{max}} \rangle = (4.13 \text{ kg m}^{-2}$ [folhas] $\text{dia}^{-1})(1.56$ [folhas] m^{-2} [solo]) = 6.44 kg m^{-2} [solo] dia^{-1} (ou mm dia^{-1}); o erro-padrão da série é 2.02 (ou mm dia^{-1}) (Anexo 3). A conversão da série temporal de $U(t)$ resulta numa curva paralela à da

Fig. 3.38. A taxa de extracção de água, assim escalonada, corresponde à absorção integral pelas raízes finas da água disponível igual ao valor de referência (*i.e.*, $\Delta\theta = 0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), obtida em laboratório, para a terra-fina.

Uma vez que a análise dimensional permite identificar empiricamente L_i como a razão U/T_{rf} , regressamos aos resultados de 2001, discutidos anteriormente, e estimamos $L_i = 5.01/3.77 = 1.33 \text{ m}^{-2}$ [solo] m^{-2} [folhas], para aquele ano. Por outro lado, o crescimento anual de LAI pode considerar-se linear até 2002, à taxa constante e igual a 0.56 ano^{-1} , que estima $LAI = 2.95 \text{ m}^{-2}$ [folhas] m^{-2} [solo] e $f_i = 0.45$, sendo este idêntico ao valor deste parâmetro determinado em 2002.

A identificação de L_i como factor de conversão entre a taxa transpiratória e a taxa de variação da água do solo leva-nos de volta à transpiração observada em 2001, para notarmos que, nos dias 02 e 03 de Setembro de 2001, a água do bolbo molhado foi extraída pelo sobreiro à taxa $U_{\max} = 5.39 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e tendo correspondido a $K_{cb} = 0.90$. O uso da água pelo sobreiro foi idêntica ao verificado nos dias mais favoráveis do período principal do ensaio de 2001 (Anexo 2), para o qual se verificou $U_{\max} = 5.03 \pm 0.37 \text{ kg m}^{-2}$ [solo] dia^{-1} e ET_0 foi $5.59 \pm 0.17 \text{ kg m}^{-2}$ [solo] dia^{-1} . Com isto fica definitivamente estabelecida a média do quociente U_{\max}/ET_0 .

Retomamos, agora, a questão da variação espacial da água disponível para explicar o total da água utilizada pelo sobreiro, durante toda a fase de conforto hídrico primaveril em 2002. No âmbito da modelação, a variação contínua de θ no domínio espacial de enraizamento “activo”, $z_{r(\max)}$, pode ser aproximada a partir da discretização desse domínio em camadas finitas com espessura constante Δz_i (resolução espacial).

Neste processo, as raízes só passam a extrair água da camada Δz_2 , mais profunda, depois de esgotarem a camada Δz_1 , sobrejacente; inversamente, no enchimento do “reservatório”, satura-se primeiro Δz_1 e só depois Δz_2 , etc.. Por exemplo, a determinação da taxa de extracção “parcelar” na unidade de discretização 1, $u_{\max(1)}$, permite identificar a sua espessura Δz_i (com $i = 1$) e o tempo de residência (τ_i) da água nela armazenada. A resolução espacial é importante no estudo local da dinâmica da água no solo, mas não na profundidade de truncatura do raizame ou no cálculo integral da água utilizada pela planta.

A integração temporal dos Δz_i , entre 15 de Maio e 15 de Junho ($\Delta t = 30 \text{ dia}$), oferece um critério para estimar a *dimensão linear do enraizamento* ($z_{r(PV)} \leq z_{r(\max)}$) necessária à satisfação integral das necessidades hídricas do sobreiro ($\Delta\theta = 0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) naquele

período. A dimensão linear de enraizamento é $z_{r(PV)} = (6.44 \times 30) \text{ mm}/(0.11 \text{ mm/mm}) = 1\,756 \text{ mm}$ [solo]; a altura total de água extraída estima-se como $\sum U_{PV} = 193 \text{ mm}$ [H₂O]. Nota-se que a profundidade de prospecção do solo não excedeu 68.4% de $z_{r(PV)}$. Comparada com altura da árvore (h_c), $z_{r(\max)}$ pode obter-se, neste caso, como $1.32h_c$ (m).

5 Uma vez que o acesso directo a $z_{r(\max)}$ é difícil, este pode ser estimado no âmbito da lei da conservação da massa. A seguir analisamos a relação entre o enraizamento e a extracção da água do solo para os cenários contrastantes de conforto *versus* défice hídrico. Isto porque “disponibilidade hídrica” envolve, também, o enraizamento.

C. | Relação entre o enraizamento e o uso da água pelo sobreiro

10 O carácter sempre-verde das quercíneas mediterrânicas depende do acesso permanente das raízes finas à água disponível no solo (Canadell *et al.*, 1996), mas o ambiente mediterrânico é caracterizado pela escassez hídrica sazonal no solo, durante o período de crescimento da parte aérea e pela ocorrência de séries de anos “secos” que duram entre três e quatro anos e cujo período de retorno varia entre 20 e 30 anos (*cf.*
15 Joffre *et al.*, 1999, *i.e.* Sevilha; <http://www.meteo.pt/pt/clima>, *i.e.*, Évora).

Neste sentido, a persistência das árvores e do ecossistema no qual se integram depende da máxima extensão do enraizamento e da estrutura ecomorfológica das raízes (Canadell *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 1997; Feddes *et al.*, 2001) para procurar e extrair água de um adequado volume de solo enraizado. A modelação matemática da função de
20 extracção da água do solo reclama um critério expedito de truncatura da profundidade de enraizamento; aqui preferimos a designação mais geral “dimensão linear de enraizamento” (*DLE*), cujo máximo representamos por $z_{r(\max)}$.

Supomos que $z_{r(\max)}$ define o domínio de integração onde a variação da água do solo afecta a condutância estomática (Ewers *et al.*, 2000). Assim, neste estudo, até que
25 “profundidade” a extracção integral da água disponível ($\theta_{cc} - \theta_{ce}$) pelas raízes do sobreiro deva satisfazer a taxa de extracção justificável pela “taxa transpiratória da copa” (*Secção* §3.8.5), o que foi dito na secção anterior pode resumir-se através da equação cumulativa (em mm [solo]) seguinte:

$$30 \quad z_r(t) = [f_i LAI(t) (< T_{rf} >)] \left(\frac{t_f - t_i}{\theta_i - \theta_f} \right) \quad [3.48]$$

O grupo de termos entre [...] representa a taxa de extracção de água (dimensões $L T^{-1}$) e, a fracção, o tempo de residência por unidade de água extraída pelas raízes e transpirada pelas folhas; $f_i \cdot LAI(t)$ é o índice de área foliar iluminada (L_i) da folhagem (fonte *dual*, luz/sombra, de vapor de água), sendo sensivelmente constante, à semelhança do *LAI*. A equação [3.48] representa o solo enraizado por uma única camada, cuja profundidade calcula e onde as raízes se distribuem uniformemente. Uma distribuição vertical uniforme das raízes não é, certamente, uma representação muito realista da colonização do solo pelo raizame, podendo resultar na sobrestimativa da extracção de água pela árvore. É facto que a extracção total da água do solo pelas raízes não depende da resolução espacial do modelo adoptado, porquanto influencia a estimativa do uso da água pela planta (Guswa *et al.*, 2004).

Se o objectivo é a resolução do balanço hídrico em torno da árvore e se for tomado em conta o facto de ser desconhecida, *a priori*, a fronteira do domínio espacial do enraizamento, a equação [3.48] oferece-nos um meio de cálculo numérico coerente que permite a resolução do problema da truncatura do enraizamento, sem o recurso a uma discretização vertical arbitrária do solo enraizado (*cf.* Joffre & Rambal, 1993). A determinação do enraizamento é uma informação importante ao cálculo da capacidade (em mm) de armazenamento do solo, correspondente à água disponível ($\theta_{cc} - \theta_{ce}$), necessária à satisfação das necessidades hídricas da árvore.

A equação [3.48] indica que o efeito da intensidade do *stress* hídrico depende directamente do tempo de exposição da planta ao mesmo. Teoricamente, a extracção da água do solo pela árvore, entre os instantes t_i e t_f , conduz à condição limite em que $\theta_f - \theta_i = \theta_{min} - \theta_{cc}$ que, em geral corresponde à extracção de toda a água disponível retida em todo o solo enraizado (*vide* equação [3.48]). Quando a água disponível no solo enraizado é constante, a satisfação das necessidades hídricas da planta durante um longo período, extraindo uma pequena fracção de $\theta_{cc} - \theta_{ce}$, implica z_r grande (*e.g.*, árvores grandes sob *stress* durante secas climáticas). Ao contrário, a extracção de uma grande percentagem da água disponível, num curto intervalo de tempo, preconiza z_r pequeno (*e.g.*, herbáceas em conforto hídrico). A extracção contínua da água disponível pelas raízes instala, a prazo, o défice hídrico no solo. O défice hídrico estimula, por via hormonal, o crescimento das raízes (supostamente à medida que θ atinge θ_{min}) em busca da água do solo (Canadell *et al.*, 1996); o crescimento das raízes leva-as a localizarem os “pontos” onde a humidade é superior a θ_{min} (supomos $\theta_{min} = \theta_{cc}$), de modo a

minimizaram a resistência hidráulica à extracção da água na interface solo-raízes (Guswa *et al.*, 2004).

O conceito agronómico de coeficiente de emurchecimento (*i.e.*, θ_{ce}), muito aplicado à gestão da água em culturas regadas, é algo lábil para as árvores sempre-verdes e a possibilidade da ocorrência de casos em que θ_{min} possa ser eventualmente inferior ao θ_{ce} (e.g., $0.64\theta_{ce} \leq \theta_{min} \leq \theta_{ce}$) sugere a possibilidade de o sobreiro extrair água abaixo daquela “constante de humidade”. Porém, por agora, a característica variabilidade espacial das propriedades hidrológicas do solo remete esta discussão, sobre os limites do potencial hídrico para a extracção da água do solo pelo sobreiro, para o âmbito da análise da equação [3.49], mais adiante.

Regressando à equação [3.48], esta diz que, se ao longo de um período de duração $\Delta t = (t_f - t_i)$ dias, a água disponível no solo enraizado for extraída entre a capacidade de campo (θ_{cc}) e θ_{min} (note, $\theta_{min} \leq \theta_{ce}$), segundo a taxa transpiratória e LAI declarados, a variação *absoluta* da humidade $\theta_f - \theta_i = \theta_{min} - \theta_{cc}$ verificar-se-á para uma dada “dimensão linear de enraizamento”, $z_r(\Delta t)$. Nos parágrafos seguintes, discutiremos quer a relação mais provável entre θ_{min} e θ_{ce} quer a solução da equação [3.48], dita de “de referência” por se reportar à terra-fina do solo. Convém notar que a equação [3.48] estima qualquer um dos seus termos que seja incógnita; no presente exercício, a variável é a taxa transpiratória.

É condição importante para o presente cálculo de $z_r(\Delta t)$ que LAI e a sua fracção iluminada sejam constantes ao longo do ano. Basta ver que, em seis anos, LAI aumentou à taxa média de 0.59 unidades por ano, que representa 16.7% da média observada (em 2002), sendo inferior (*i.e.*, 70%) ao erro-padrão daquele (*vide* $\langle LAI \rangle$ no Quadro 3.25). Medida na folha e escalonada para a copa, $\langle T_{rc(max)} \rangle$ em conforto hídrico representa a máxima “taxa transpiratória da copa” (folhagem); a taxa transpiratória é, basicamente, função da radiação disponível e do DPV , para uma dada resistência hidráulica da planta e um dado gradiente de potencial hídrico entre o solo e a folhagem (*cf.* Campbell & Norman, 1998). Estas condições permitem determinar o intervalo de tempo (Δt) durante o qual a transpiração e a correspondente variação da água do solo têm a mesma sensibilidade em resposta às variáveis ambientais.

A escala temporal da equação [3.48] é o período entre 15/05 e 15/06 de 2002 e bastante a sua resolução diária. Portanto, $\Delta t = 30$ dia é uma informação empírica. Dito isto, se tudo na equação [3.48] for constante, excepto Δt , obteremos um gráfico linear e

crescente de soluções $z_r(\Delta t)$, até Δt indicado, a partir do estado hídrico inicial $\langle \theta_i(z) \rangle = \theta_{cc}$, observado em todo o perfil do solo (1.20 m) prospectado. A taxa de extracção máxima média sazonal determinada (*p.* 155) foi sustentada durante o período em análise de trinta dias, tendo ficado associada à estimativa anterior de $z_{r(\max)}(\theta_{ce})$ (caso de extracção de toda a água disponível); mas, $z_{r(\max)}(\theta_{\min})$ aumenta para 1 892 mm se for extraída água abaixo do θ_{ce} , elevando-se a extracção, por exemplo para $\theta_{cc} - \theta_{\min} = 1.36(\theta_{cc} - \theta_{ce})$, quando $\theta_{\min} = 0.64\theta_{ce}$. Este exercício descarta a arbitrária projecção inicial de z_r para 2.11 m, na fase de conforto hídrico primaveril.

Na presença de factores limitantes ao uso da água na fase de conforto hídrico, sejam eles físicos (impermeos, rocha-mãe, encharcamento) ou bioquímicos (anóxia, agentes poluentes), que restrinjam o alcance de $z_{r(\max)}$, é esperado que este se “compense” horizontalmente, também, na ausência das restrições do tipo apontados atrás, ou de outra natureza (*e.g.*, alelopatia). Em rigor, devemos conhecer a distribuição do índice de área das raízes (*IAR*) no domínio da *DLE*, para um cálculo ponderado da extracção da água do solo, mas, no estudo da conversão da transpiração em variação da água do solo, não é forçoso que assim seja porque o solo enraizado pode ser resolvido como uma única camada caracterizada por $z_{r(\max)}$.

Uma vez que a prospecção do solo enraizado, para a determinação do perfil vertical de θ , foi feita no limite da projecção da copa sobre o terreno, uma presumível compensação lateral das raízes deve ser contabilizada a partir daquela fronteira. Do que foi dito até aqui, é aceitável a maximização, $z_{r(\max)} = \max(1\ 292; 1\ 754)$ mm = 1 754 mm, se admitirmos que o hidrotropismo das (novas) raízes é activado quando o potencial hídrico de emurchecimento ($\psi_{ce} = -1.5$ MPa) no solo interrompe o crescimento da parte aérea do sobreiro, no Verão (Nardini *et al.*, 1999; Kurz-Besson *et al.*, 2006; Otieno *et al.*, 2006). Fundamentalmente, o último argumento admite a substituição definitiva de θ_{\min} por θ_{ce} observado na equação [3.48].

Ainda a título de exercício, suponhamos um imperme no solo localizado a 1.3 m de profundidade, quando $z_{r(\max)} = 1\ 754$ mm. Então, é fácil ver que a compensação lateral das raízes seria (abaixo da camada superficial que armazena a água evaporável) igual a $\Delta r = (1\ 754 - 1\ 300)$ mm = 454 mm [solo], que a armazenaria água útil no valor igual a $(0.11\ \text{mm/mm})(454\ \text{mm}) = 50$ mm. Esta reserva hídrica basta para alimentar a taxa de extracção de água pelo sobreiro durante 22 dias, no Verão. A ideia da compensação lateral das raízes do sobreiro pode servir para ilustrar uma propriedade eco-hidrológica

das formações arbóreas esparsas dos ecossistemas do tipo mediterrânico, onde a densidade das árvores é condicionada por uma deficitária disponibilidade hídrica anual na estação de actividade vegetativa mais intensa. Essa limitação dos recursos acentua-se durante as secas climáticas plurianuais em que a competição hídrica entre árvores vizinhas pode ditar a morte das menos habilitadas e disponibilizar mais água às mais aptas (Friend *et al.*, 1997; Rambal, 1993).

Finalmente, invocamos a conclusão de Joffre *et al.* (1999) segundo a qual a média do número de árvores por hectare nos ecossistemas de montado de sobro e azinho correlaciona negativamente com o gradiente espacial da precipitação média anual, na sua área de distribuição fitogeográfica. A propriedade fitoclimática dos montados implica necessariamente uma “dimensão linear de enraizamento” para além dos limites da “linha de gotejamento” da copa. Ou seja, menor precipitação média anual, maior $z_{r(max)}$ e maior “território da árvore”, logo, menor densidade arbórea do ecossistema.

A persistência (longo termo) de um ecossistema (*e.g.*, do tipo savana) depende da estabilidade do estrato arbóreo (Friend *et al.*, 1997; Joffre *et al.*, 1999), o que levanta a questão de se saber qual a densidade estável das árvores em maturidade que resista à duração típica de um ciclo pluri-anual de seca, sem que o ecossistema entre em ruptura.

D. Disponibilidade hídrica e tempo de residência da água no solo enraizado

Este título é enquadrado na análise e discussão do desempenho da equação [3.48] que pode ser investigado para qualquer uma das variáveis ecofisiológicas nela incorporadas, que seja incógnita. O teste da equação [3.48] far-se-á, em primeiro lugar, para estimar a profundidade $z_r(\Delta t)$ do solo elevada à capacidade de campo, na sequência da infiltração de uma certa coluna de água e que, eventualmente, é extraída pela árvore a uma taxa conhecida. Nestes termos, a equação [3.48] é aplicada à série independente das taxas transpiratórias do ano de 2001, obtida em condições hídricas e edafoclimáticas semelhantes às de 2002, com base nas quais a referida equação foi gerada. O objectivo é determinar as profundidades molhadas observadas nos dois casos descritos de rega localizada. [Recorda-se que, então (2001), a profundidade dos bolbos molhados, observada 12 horas após rega, num caso, atingiu 34 cm (Fig. 3.37) e, noutro caso, 105 cm, este observado dois dias depois da rega]. Mas, antes da estimativa das $z_r(\Delta t)$ observadas, é preciso determinar a água armazenada e o tempos de residência respectivo, naquelas duas profundidades.

Calculemos, então, a água armazenada nas colunas de solo, com 34 e 105 cm de profundidade. A humidade média nos dois perfis molhados variou entre $0.150 \pm 0.02 \text{ m}^3$ [água] m^{-3} [solo], na parte superior do perfil, mais húmida, e $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (amostra em coluna única), na parte subjacente à primeira. Com base no balanço de massa, associado ao grau de saturação média do perfil, recorreremos à equação [3.54] (apresentada na secção seguinte) para determinar a humidade inicial ($\theta_a = 0.033 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) do solo seco ao ar, de modo a obter-se a porosidade total ($\theta_s = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), sendo dada a profundidade molhada. O valor mais baixo de $\theta(z)$, em ambos os perfis, ocorreu, num caso, entre $z = 28$ e 34 cm de profundidade (em 18% do perfil molhado) e, no outro, no intervalo $60 < z$ (cm) < 105 , para $\langle \theta(z) \rangle = 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, em 43% do perfil molhado.

Considerando o coeficiente de emurchecimento ($\theta_{ce} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), a água útil ($U(z)$) armazenada nas duas profundidades foi $U(34) = (1\ 000 \text{ kg } \text{m}^{-3})[(0.14 - 0.09) \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}](0.34 \text{ m}) = 17.0 \text{ kg [água] m}^{-2}$ [solo] e $U(105) = (1\ 000)(0.096)(1.05) = 100.4 \text{ kg [água] m}^{-2}$ [solo]. Quanto à transpiração, durante as experiências com rega localizada (em 2001), para as datas 23 (*i.e.*, $\Delta t_1 = 1$ dia), 27 e 30 de Agosto e 4 de Setembro ($\Delta t = 13$ dia), a taxa transpiratória foliar média foi $\langle T_{rf(\max)} \rangle = 3.1 \pm 0.64 \text{ kg m}^{-2}$ [folha] dia^{-1} , pelo que, dado $\langle L_t \rangle = 0.44LAI = 1.32 \text{ m}^2$ [folha] m^{-2} [solo], calcula-se a taxa de extracção média $\langle U_{max}(t) \rangle = (3.1)(1.32) = 4.09 \text{ kg m}^{-2}$ [solo] dia^{-1} , naquela quinzena.

Mas, interroga-se, em cada caso, por quanto tempo esta taxa média de extracção foi mantida? Ora, a capacidade do reservatório é $U(z)$, que é esvaziado à taxa líquida de extracção igual a $\langle U_{max}(t) \rangle$, já calculada. Assim, em cada um dos perfis molhados, simplesmente, o *tempos de residência* da água, definido por $\tau_r = A(z)/\langle U(t) \rangle$, é 4.2 e 25.4 dias, respectivamente. Substituindo, agora, os tempos de residência na equação [3.48], obtemos as profundidades $z_r(\Delta t) = z_r(\tau_r)$ correspondentes à extracção da água disponível, considerando constante a taxa de extracção média e actualizando a variação da humidade no solo, caso a caso. As profundidades devolvidas, *i.e.*, $z_r(4.3) = 33.7$ cm e $z_r(25 \text{ dia}) = 101.8$ cm, foram-no com os desvios médios de simulação iguais a $+0.3/34$ cm/cm e $-3.2/105$ cm/cm, que são erros experimentais manifestamente baixos. Este procedimento valida a equação [3.48] com uma incerteza variável entre 1% e 3%.

A equação [3.48] diz-nos que a dependência de z_r da fracção de água disponível consumida é assintótica, hiperbólica decrescente. Aquela equação prevê as diferentes exigências eco-hidrológicas das plantas, em solos com diferentes valores de água utilizável, para a extracção da mesma quantidade de água, digamos 193 mm. Por

exemplo, para o solo arenoso (areia = 90%) da Reserva Florestal Nacional (de sobreiro) do Cabeção (Pavia, Alentejo), com $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ de água útil, $z_{r(\max)}$ deverá ser, não 1.75 m (*i.e.*, Mitra; solo franco-arenoso) mas, sim, 2.75 m (equivalente a) para a espécie em análise, com o mesmo *LAI*. Em solos arenosos, a profundidade de enraizamento é de facto maior (Jackson *et al.*, 1997). Eventualmente, *LAI* deverá adequar-se a cada caso de restrição ao enraizamento ou ao acesso à água (Rambal, 1993), bem como a redução da condutância estomática (Nardini *et al.*, 1999), aumentando o tempo de residência proporcionalmente.

A validação da equação [3.48] em conforto hídrico torna conveniente a sua flexibilização (a seguir) por consideração do aspecto dinâmico do enraizamento e o seu alargamento ao espectro das condições hídricas que ocorrem no campo.

E. | *Aplicação da equação [3.48] às condições de carência hídrica estival: uma nova fronteira de enraizamento?*

O objectivo é alargar o poder preditivo da equação [3.48] (cumulativa) à extensão do enraizamento (z_r) associada à transição do regime de conforto para o de carência hídrica, na estação climática de Primavera-Verão. A extensão do enraizamento, define o raio do volume de controlo do solo requerido para garantir a máxima autonomia hídrica (e outros recursos) da árvore. Vimos, para o sobreiro, que a taxa transpiratória sazonal atingiu o máximo na Primavera e a sua evolução ulterior para valores mais baixos, durante a estação seca estival. O défice transpiratório máximo absoluto registado, de 69%, é comparável ao défice transpiratório de 80%, observado por Lange *et al.* (1987), também no sobreiro, em 05/09/82.

Sujeito à escassez sazonal de água no solo, a equação [3.48] sugere uma nova fronteira de enraizamento maior do que *DLE*, já conhecida, deve ser definida para a fase défice hídrico estival, ao longo dos 75 dias (30/06 a 14/09; 2002) que durou essa fase em 2002. Basicamente, a fase do défice hídrico é caracterizada pela média da taxa de extracção mínima sazonal, $\langle U_{\min}(t) \rangle$; a substituição desta na referida equação corresponde uma solução de z_r . No que se segue, a hipótese da eventual extracção da água abaixo do θ_{ce} ($= 0.092 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) é descartada pela justificação antes apresentada (ver texto subsequente às Fig. 3.39 e 3.39; *p.* 142).

Assim, a estimativa da *DLE* relacionada com o ambiente de défice hídrico no solo, na estação seca, conserva os valores de *LAI* e f_i (escalonam a taxa transpiratória foliar),

já conhecidos, sendo actualizada a taxa de extracção mínima sazonal observada. A humidade do solo em todo o domínio da dimensão linear de enraizamento referente à fase de *stress* hídrico (DLE_{stress}) é considerada uniforme e igual à capacidade de campo, no início dessa fase, enquanto que no domínio da DLE (fase de conforto hídrico) a humidade é também uniforme mas igual ao coeficiente de emurchecimento.

Uma tal distribuição espacial da água disponível no solo, no início da fase de *stress* hídrico, resulta num valor médio ($\langle\theta\rangle$) da humidade entre θ_{ce} e θ_{cc} , que caracteriza a “dimensão linear de enraizamento total”, DLE_{total} , também na fase de défice hídrico. Em rigor, $\langle\theta\rangle$ é uma média espacialmente ponderada pela distribuição espacial adimensional da densidade das raízes (Lhomme *et al.*, 2001; Guswa *et al.*, 2004), mas infelizmente esta informação não está disponível para esta análise.

O painel dos resultados é organizado de modo a distinguir-se a dimensão linear total e as parcelas DLE e DLE_{stress} . Dados, $\langle U_{min}(t)\rangle = 2.25$ kg [água] m^{-2} [solo] dia^{-1} (*i.e.*, 0.35% da $\langle U_{max}(t)\rangle$) e $t_f - t_i = 75$ dias (em 2002), obtemos $DLE_{ciclo} = 4\,146$ mm (~ 4.15 m) e $DLE_{stress} = 2.39$ m. Observa-se desde já que DLE_{total} é mais do triplo da altura do sobreiro jovem e que a água disponível no reservatório da DLE_{stress} equivale a 263 mm de água, sujeita à extracção pelas raízes localizadas abaixo de 1.75 m de profundidade, onde certamente a densidade volumétrica das raízes é inferior àquela da camada 0–40 cm. Considerando o solo homogéneo, o domínio DLE_{ciclo} armazena potencialmente 456 mm de água disponível ao sobreiro, por ano.

Identificados esses três domínios de enraizamento, é preciso estimar a humidade média no solo, no início da fase de *stress* hídrico. Para isso, admitimos que no domínio da DLE deixa de haver actividade extractora das raízes finas que passam a estar sujeitas à água disponível igual a zero. Esta situação faz diminuir a humidade em todo o domínio da DLE_{total} para $\langle\theta\rangle = 0.13$ m^3 m^{-3} , segundo o factor de ponderação espacial dado por 2.58/4.33 que distribui a água residente na DLE_{stress} em toda a DLE_{total} . Daqui resulta a água disponível média equivalente a ~ 0.07 m^3 m^{-3} , mas, para ser consistente com o défice transpiratório igual a 65%, aplicámos um factor arbitrário (0.59) de modo a reduzir a água disponível para um valor aparente de 0.04 m^3 m^{-3} , associado a uma densidade média das raízes responsável pela extracção de 35% da água disponível efectiva no domínio da DLE_{total} . Evidentemente, trata-se de uma descrição minimalista da distribuição espacial da densidade das raízes.

O facto de DLE_{stress} ser maior que DLE indica que o enraizamento do sobreiro é mais estimulado em ambiente de carência hídrica do que de conforto hídrico no solo, constituindo um descritor de adaptação fitoclimática ao ambiente mediterrânico. Além disso, a água residente no domínio da DLE_{stress} , sujeita à taxa de extracção mínima sazonal e tempo maior tempo de residência, aqui 75 dias.

Em resumo, o sobreiro explora a água do solo com base no enraizamento total, mas fá-lo segundo regimes de uso diferentes associados a dois “domínios activos”: um, na fase primaveril de conforto hídrico, sob uso intensivo, e outra, a fase de *stress* hídrico estival, com maior capacidade hídrica, sob regime extensivo de uso. A extracção de 456 mm (= 193 + 263) de água residente no todo o solo enraizado pode ser interpretado, para LAI óptimo de $\sim 3.5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, como o valor típico da altura equivalente de coluna de água transpirada pelo sobreiro. Assim sendo, essa água transpirada total determina o valor da DLE_{total} que é mínimo porque se reporta à terra-fina e que deve aumentar se for incluída a pedregosidade ou em solos cuja água disponível é inferior a $0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

O padrão do uso da água pelo descrito pelo sobreiro configura uma estratégia de escape ao *stress* hídrico, baseado na parcimónia do uso da água, ao longo do ano. Nardini *et al.* (1999) fundamentaram essa “estratégia de escape” ao observarem que o sobreiro adopta uma elevada condutância hidráulica das raízes por unidade de área foliar, ao longo do período de crescimento, independentemente da evolução temporal do estado hídrico no solo e mantendo o teor hídrico relativo da folha sempre acima de 0.82.

Em geral, o enraizamento em ambiente de défice hídrico no solo justifica-se pelo hidrotropismo das raízes resultante da relação entre o potencial hídrico celular crítico (mínimo) e a concentração induzida do ácido indolacético, um fito-hormona de crescimento (Tomas Moreira, 2005, comunicação pessoal). Nesta base, pode admitir-se também que o enraizamento seja coadjuvado pela diminuição da condutividade hidráulica do solo e pelo decréscimo da taxa de entrada de água nas raízes, devido à dependência da primeira do potencial matricial. Na fase de dessecação do solo, esta dependência será relativamente menos drástica em solos de textura fina, nos quais predominam microporos, do que em solos de textura grosseira, com predominância da macroporosidade (Oren *et al.*, 2000; Jackson *et al.*, 2000). A equação [3.48] preconiza, pois, maior dimensão linear de enraizamento em solos arenosos.

A importância ecológica do estudo da função, estrutura e padrão de distribuição dos sistemas de raízes das espécies arbóreas é tónica crescente na literatura de especialidade e resultados da simulação feita por Feddes *et al.* (2001), num modelo que integra a

densidade das raízes sugerem que a profundidade de 2 m, geralmente usada em modelos do tipo *SVAT* (para a meso-escala espacial) deve ser aumentada para a justificação adequada da extracção total de água pelas raízes, nos balanços hidrológicos referentes à maioria dos biomas vegetais.

5 Para além da dimensão geométrica, $z_{r(\max)}$, do enraizamento, o significado funcional de um enraizamento profundo, durante o período de carência hídrica, pode ser traduzido pela importância fisiológica das aquaporinas, a nível celular (Kaldenhoff *et al.*, 1998; Henzler *et al.*, 1999 citado por Jackson *et al.*, 2000), e pelo processo “hydraulic lift” (Guswa *et al.*, 2004), a nível eco-hidrológico (ver p. 193), na promoção da absorção da
10 água pelas árvores.

Por fim, consideramos que $z_{r(\max)}$ define o raio de um modelo semi-esferoide (truncada à superfície) do enraizamento (Molz, 1981) e determina quer a área do território das raízes em torno da árvore quer o *índice de área das raízes* (p. 299 e seguintes).

15 Até aqui, analisámos o uso da água pelo sobreiro através da relação entre a variação da humidade no solo enraizado e a transpiração nas folhas iluminadas, com o apoio das equações empíricas [3.43] e [3.45]. Para tornar a análise mais geral, prosseguimos com a interpretação do escalonamento entre a extracção da água e a transpiração (*vide* equação [3.44]) no âmbito da equação mecanística de van den Honert (1948), que
20 descreve o fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera condicionado pela resistência hidráulica total da planta, possibilitando a sua estimativa para o sobreiro.

F. *Enquadramento da equação empírica de extracção de água pelos modelos mecanísticos de extracção de água e da transpiração: determinação da resistência hidráulica do sobreiro no âmbito da equação de van den Honert*

A secção anterior foi dedicada à discussão da determinação empírica do uso da água
25 pelo sobreiro e ao escalonamento entre a taxa (ou densidade de fluxo) transpiratória foliar, $T_{rf}(t)$, e a da taxa de extracção, $U(t)$; então, esta foi medida pela integração vertical da variação da densidade em área do fluxo de massa da água disponível do solo, no domínio da dimensão linear de enraizamento (*DLE*) (p. 156). Agora, pretendemos conciliar essa abordagem empírica com a definição mecanística de $U(t)$.

30 Usualmente $U(t)$ é escrito com base no modelo de van den Honert (*cf.*, *e.g.*, Campbell & Norman, 1998; Lhomme, 1998; Lhomme *et al.*, 2001; Guswa *et al.*, 2004;

Guswa, 2005), que é um modelo hidráulico análogo à lei de Ohm da corrente eléctrica contínua e descreve o movimento da água no contínuo solo-planta-atmosfera (SPAC) como um processo catenário de gradientes de potencial hídrico decrescentes, no sentido do fluxo.

5 A expressão matemática da equação de van den Honert (1948) para o fluxo hidráulico entre o solo e a folhagem é a seguinte:

$$U(t) = \frac{\langle \Psi_s \rangle - \langle \Psi_f \rangle}{R_p} \quad [3.49]$$

10 Iniciamos esta análise tendo presente a observação de Lhomme (1998) segundo a qual “apesar do uso generalizado da equação de van den Honert, pouco sabemos sobre o comportamento dos seus parâmetros” (*sic*). A diferença de potencial hídrico no numerador (a variável independente, *i.e.*, $x = \Delta\Psi_{s,f}$) é a causa eficaz do fluxo. A representação usual do potencial hídrico no solo e na folha é, respectivamente, $\psi_s(\theta)$ e
15 ψ_f , mas aqui, na forma $\langle \psi_s \rangle$ e $\langle \psi_f \rangle$ designam “valores representativos” daquelas variáveis, no domínio biofísico que diz respeito a cada uma delas.

Para termos solução de $U(t)$ é preciso discutir as condições de fronteira da equação [3.49], nomeadamente justificar, do ponto de vista ecofisiológico, os valores extremos inferiores de $\langle \psi_s \rangle$ e $\langle \psi_f \rangle$; cada um destes será analisado em função do tempo, no curto
20 e longo prazo. Mas, o critério que discrimina a utilização de ψ_f ou de ψ_s (genéricos) como variável explicativa de $U(t)$, quando a humidade do solo é variável, é a resolução temporal da informação disponível. Quer isto dizer que a taxa do uso da água pela planta é função ou da evolução diária (no curto prazo) do ψ_f (na folha) ou do potencial hídrico matricial no solo (antes, ψ_m , aqui, ψ_s), no longo prazo; ignoramos a eventual
25 covariação entre ambos.

Nesta análise, consideramos um ecossistema simples cuja componente vegetal é constituída por um sobreiral, com geometria e rugosidade aerodinâmica uniformes; o solo tem propriedades físicas de interesse homogéneas; uma tal representação descarta a análise espacial e estocástica da equação [3.49] que, doutra forma, poderia ser
30 considerada, por exemplo, no domínio espacial da meso-escala ou da macro-escala, associada à variação espacial das propriedades hidrológicas do solo.

A análise da taxa de $U(t)$ apenas como função do tempo (t) é baseada no facto de existirem curvas típicas da evolução diária de ψ_f (Tenhunen *et al.*, 1987; Losch &

Schulze, 1995; David, 2000; Lhomme *et al.*, 2001; Paço 2003; Silvestre, 2003), para um dado $\psi_m(\theta)$, e da evolução temporal deste, num dado ponto do solo enraizado (Kurz-Besson *et al.*, 2006; Otieno *et al.*, 2006).

5 Dito de outro modo, a evolução temporal de $U(t)$ em função de $\langle\psi_f\rangle$ “representativo” é sustentada no curto prazo (ao longo do dia e até cerca de uma semana), enquanto que, no longo prazo, a evolução de $U(t)$ é imposta pela evolução de $\langle\psi_s\rangle$ “representativo”, no mesmo período. A solução da equação [3.49] deve, pois, identificar e fundamentar o limite inferior $\langle\psi_s\rangle$, biofisiologicamente sustentável para a espécie em questão.

10 Assim, uma vez que $U(t)$ é conhecido para o sobreiro, a determinação da resistência (R_p) (ou condutância $K_p = 1/R_p$) hidráulica torna-se imediata; R_p é a resistência hidráulica total aparente da planta e é igual à soma entre a resistência (r_{sr}) ao fluxo de água entre o solo e as raízes (essencialmente o fluxo radial no cortex) e a resistência (r_p) ao fluxo axial (xilémico) na planta. As unidades de R_p dependem das unidades de U e de $\Delta\psi_{s,f}$.

15 A constante de proporcionalidade é K_p e é fundamental conhecer o seu comportamento em função da evolução do regime hídrico no solo. A propósito, quer Nardini *et al.* (1991) quer Lo Gullo *et al.* (2003) observaram que o comportamento ecofisiológico do sobreiro (*Quercus suber*) face à carência hídrica estival é de modo a manter K_p constante, durante todo o período de Primavera-Verão, entre os meses de
20 Maio e Novembro. Comportamento similar foi manifestado pela azinheira (*Quercus rotundifolia*) e traduzido por uma R_p constante, entre Maio e Agosto (David, 2000: 108), cujo valor se mostrou indiferente aos antecedentes pluviométricos. Estes dados limitam a nossa atenção os termos $\langle\psi_f\rangle$ e $\langle\psi_s\rangle$.

Na nossa nomenclatura, enquanto em relação a $\langle\psi_s\rangle$ não existem dúvidas sobre o
25 seu domínio, determinado pela curva de humidade-tensão, pelo contrário, só quando resolvermos a equação de U , ainda nesta secção, é que ficaremos com a ideia clara se $\langle\psi_f\rangle$ representa a média do potencial hídrico medido em folhas iluminadas ou a sua média ponderada que represente o campo do potencial hídrico das fracções complementares da folhagem iluminada (onde ψ_f é mínimo) e da folhagem à sombra
30 (onde ψ_f é máximo).

A experiência mostra que a variação diária de $\langle\psi_s\rangle$ é praticamente imperceptível, mas, no longo prazo, decresce entre o seu valor máximo, em solo saturado, e o mínimo em solo seco ao ar (na camada superficial, quando a humidade residual (θ_r) determina

$d\theta_r/d\psi_s = 0$) ou nas camadas enraizadas, mais profundas. Em termo do uso da água pelas plantas, considera-se $\langle\psi_s\rangle$ a variar em solo insaturado, à capacidade de campo (aqui, $\psi_{cc} = -0.023$ MPa), e ao “universal” coeficiente de emurchecimento ($\psi_{ce} = -1.5$ MPa).

5 Na verdade, o significado agronómico do coeficiente de emurchecimento encerra uma certa ambiguidade em relação às árvores, em particular, em relação às árvores persistentes. Isto obriga a que identifiquemos o valor mínimo típico do $\langle\psi_s\rangle$ que o sobreiro, por exemplo, enfrenta e a que sobrevive durante o período de carência no Verão anual e durante os períodos de seca plurianuais. Estes são característicos do clima
10 mediterrânico, duram em média 3 a 4 anos e o seu período de retorno médio varia entre 20 e 30 (Joffre *et al.*, 1999). No quadro fitoclimático descrito, o nosso objectivo é identificar se existe relação causal entre os limites inferiores do $\langle\psi_s\rangle$ e do $\langle\psi_f\rangle$ (na folha, $\psi_{f(\min)}$, ao meio-dia solar).

Para começar, convém saber, por algum critério adequado, se $\psi_{f(\min)}$ típico,
15 observado experimentalmente nas plantas em geral e medido com a câmara de pressão de Scholander, tem uma correspondência estreita com o potencial hídrico à plasmólise incipiente, fornecido pelas curvas de $P-V$ (de pressão-volume ou curvas de Höfler) do estado hídrico da folha em transpiração activa. As curvas de $P-V$ disponibilizam três informações importantes, a saber: (1) o potencial osmótico à máxima turgescência
20 (ψ_{π_o}); (2) potencial hídrico à plasmólise incipiente (ψ_{pl}) e (3) o módulo de elasticidade máxima aparente (ϵ_{\max}) da parede celular.

Além disso, o estado hídrico extremo da folha descrito pelo $\psi_{f(\min)}$ deve ser explicado pela definição termodinâmica do potencial hídrico, $\psi_w(h_f, T)$, em função da humidade relativa no mesófilo foliar, à temperatura (termodinâmica) da folha .

25 Regressamos ao campo do potencial hídrico no *SPAC*, em particular ao ψ_f (genérico) para observar que o $\langle\psi_f\rangle$ “representativo” varia ao longo do dia entre os seus valores máximo (potencial hídrico “de base”: ψ_b) de pré-alvorada e o $\psi_{f(\min)}$ que ocorre, em regra, ao meio-dia solar, como por exemplo, no sobreiro (Lange *et al.*, 1987), na azinheira (David, 2000) e no *Q. ilex* (Lhomme *et al.*, 2001). É consensual que ψ_b
30 representa a evolução temporal do $\langle\psi_s\rangle$ no solo, se admitirmos que, mesmo sob o efeito da cavitação generalizada (mas não catastrófica) do sistema hidráulico da planta, a

árvore recupera o equilíbrio homeostático para um dado valor de $\langle \psi_s \rangle$ no solo, durante a noite.

A já pretendida relação causal entre $\langle \psi_s \rangle$ (ou ψ_b) e $\langle \psi_f \rangle$ (objectivamente $\psi_{f(\min)}$) pode ser estabelecida com base num critério universal que identifique o valor do limite inferior procurado de $\langle \psi_s \rangle$, no intervalo definido pelos valores de $\psi_{\pi o}$ e ψ_{PI} observados na folha. A aceitação desta ideia admite que, na ausência de cavitação xilémica na folha, a evolução diurna do $\langle \psi_f \rangle$ (com cavitação ou mínima) é medida pela máxima diferença (ou “depressão”) diurna que é $\Delta\psi_{f,0} = \psi_{f(\min)} - \psi_{\pi o}$; $\Delta\psi_{f,0}$ mede o ajustamento osmótico celular, induzido pela transpiração entre o amanhecer e o meio-dia solar. Assim, uma variação de potencial hídrico superior a $\Delta\psi_{f,0}$ indica a ocorrência de embolismo no sistema hidráulico da planta, fenómeno corrente no sobreiro, em condições extremas de carência hídrica (Nardini & Salleo, 2000).

Propriedades hídricas da folha fornecidas pelas curvas de pressão-volume. Os diagramas de Höfler das relações hídricas da folha são obtidos quando, em ambiente controlado, aquele órgão é destacado da planta e deixado a transpirar livremente até atingir a desidratação crítica à plasmólise incipiente (Nardini *et al.*, 1999; Corcuera *et al.*, 2002; Lo Gullo *et al.*, 2003). A partir desses diagramas (curvas de $P-V$), Nardini *et al.* (1999) identificaram, para o par $(\psi_{\pi o}, \psi_{PI})$, $(-2.2, -2.9)$ e $(-2.3, -3.1)$ MPa dos parâmetros do estado hídrico interno da folha, em árvores jovens do *Q. suber* e do *Q. cerris*, com idades variáveis entre 5 e 8 anos, pela ordem indicada.

Em árvores adultas (com cem anos) do *Q. agrifolia* (caducifólia) e do *Q. rotundifolia*, Mediavilla & Escudero (2004) verificaram que ψ_b baixou até -2.28 e -2.47 MPa no Verão, os quais fazemos corresponder a $\psi_{\pi o}$, pelas razões já apontadas.

Num estudo que reuniu mais espécies do género *Quercus*, os resultados de Corcuera *et al.* (2002) mostraram que, para um grupo de quercíneas mediterrânicas perenifólias (*i.e.*, *Q. agrifolia*, *Q. chrysolepis*, *Q. coccifera*, *Q. ilex* ssp. *ilex*, *Q. suber*) e outro de espécies caducifólias (*Q. alba*, *Q. laurifolia*, *Q. nigra*, *Q. petraea*, *Q. robur*, *Q. rubra*, *Q. velutina*), a média de $\psi_{\pi o}$ foi igual a -2.5 MPa; no mesmo estudo, ψ_{PI} foi tipicamente -3.0 MPa, no primeiro grupo, e -3.2 MPa, no segundo (Corcuera *et al.*, 2002). Concluimos que a diferença $\psi_{f(\min)} - \psi_{\pi o}$ é consistentemente positiva e da ordem de 0.5 MPa.

Agora, se observarmos que, em última análise, a vitalidade da árvore é assegurada pela integridade funcional e morfológica das folhas, o máximo déficit hídrico no solo que não induz a cavitação xilémica ou a plasmólise celular na folha é fisiologicamente prescrito pelos valores de $\psi_{\pi,o}$ e ψ_{PI} . Estes são critérios universais que permitem estabelecer, em números redondos, o intervalo -2.0 e -3.0 MPa para $\langle\psi_s\rangle$ mínimo, passível de ser captado via ψ_b , durante um ciclo completo de extracção de água do solo. Numa palavra, a integridade biológica das folhas depende da capacidade das raízes em lhes fornecerem água suficiente em condições extremas de déficit hídrico no solo, desde que o grau de cavitação da árvore como um todo (folhas incluídas) não seja deletério.

10

Potencial hídrico da folha medido pela câmara de Scholander. O potencial hídrico mínimo da folha das árvores, acedido no campo por esta técnica, evidencia valores ordinários de $\psi_{f(min)}$ mais negativos do que as herbáceas. Lange *et al.* (1987: 157 a 160) apresentaram curvas diárias do potencial hídrico mínimo na folha do sobreiro que, em 5 de Setembro de 1982 ($PAR = 1\ 600\ \mu\text{mol [fotões] m}^{-2}\ \text{s}^{-1}$), evoluiu entre $\psi_b = -2.7$ MPa (às $\sim 4:30\ h$) e $\psi_{f(min)} = -3.5$ MPa (às $10:00\ h$ e $18:00\ h$), num dia em que a temperatura máxima da folha atingiu $T_{f(max)} = 39\ ^\circ\text{C}$.

Valor semelhante de $\psi_{f(min)}$ ($= -3.2$ MPa) foi observado na azinheira adulta (*Q. rotundifolia*) por David (2000), enquanto que Mediavilla & Escudero (2004) obtiveram -2.13 e -2.41 MPa (provável uso conservativo da água), em árvores adultas, e -3.35 e -3.40 MPa (indica uso intensivo da água), em árvores jovens do *Q. faginea* e do *Q. rotundifolia*. A média de $\psi_{f(min)}$ para os seis valores apresentados é 3.0 ± 0.5 MPa e pode considerar-se comum às árvores, com elevado grau de grande universalidade.

Esta breve revisão indica que as informações disponíveis permitem fixar o $\psi_{\pi,o}$ no intervalo -2.2 a -2.5 e ψ_{PI} entre -3.0 e -3.1 MPa, dentro do erro. Igualmente conclusivo, é a igualdade $\psi_{f(min)} = \psi_{PI}$ que se verifica. No entanto, deve ficar claro que é a evolução sazonal da água do solo que determina se valores de potencial hídrico do tipo ψ_{PI} (ou $\psi_{\pi,o}$) é atingido no sistema solo-árvore, ou não. No entanto, a árvore pode nunca atingir um potencial hídrico descrito por $\psi_b = \psi_{PI}$, caso tenha acesso permanente à água disponível, suficiente para satisfazer a procura climática para o vapor de água.

Alternativamente, resultados experimentais indicam que a desidratação crítica do sobreiro, no campo, corresponde ao teor hídrico relativo (*RWC*) mínimo e persistente que não ultrapassa ~ 0.80 – 0.82 , no Verão, o que corresponde exactamente ao teor

hídrico da folha à desidratação crítica no âmbito da determinação das curvas de $P-V$ em ambiente controlado (Nardini *et al.*, 1999; Corcuera *et al.*, 2002; Lo Gullo *et al.*, 2003).

Para comparação com espécies herbáceas, invocamos o potencial hídrico medido em estolhos com folhas da variedade *Olwen* do *Trifolium repens* ($LAI = 3.0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, altura = 5 25 cm), adequadamente regada, para mostrar que no dia seguinte à rega ψ_f evoluiu entre $\psi_b = -0.81 \pm 0.18$ e $\psi_{f(min)} = -1.86 \pm 0.11$ MPa (às 15:00 h do dia 28 de Junho de 1990). Mas, durante o programa de rega (na Estação Agronómica Nacional, Oeiras), o intervalo de um erro-padrão da média do $\psi_{f(min)}$, referente a 18 datas (26 de Junho a 1 de Setembro de 1990), foi -1.67 ± 0.32 MPa.

10 Porém, o potencial hídrico entre $-3.17 (\pm 0.17)$ e $-2.3 (\pm 0.52)$ MPa foi característico noutra tratamento em permanente regime hídrico sub-ótimo, cujo índice de *stress* hídrico médio foi 0.65 ± 0.05 (Lima, 1992: 176-196), que explicava o estado de murcha que sempre ocorria ao meio-dia solar. Conclui-se que, em conforto hídrico, $\psi_{f(min)}$ do trevo bem regado variou entre -1.5 e -2.0 MPa, enquanto, nas árvores este parâmetro 15 varia tipicamente entre -3.0 e -2.0 MPa.

Definição termodinâmica do potencial hídrico. Finalmente, o potencial hídrico da folha (ψ_f), que é praticamente saturada de água (Nobel, 1991; Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998), é confrontado com a definição termodinâmica do potencial 20 hídrico:

$$\psi_w = -\frac{RT_f}{M_w} \ln(h_f) \quad [3.50]$$

O intervalo térmico [24.2, 42.1] °C (ou seja, [297.4, 315.3] K) da folha do sobreiro 25 reúne a temperatura da folha na fase de conforto hídrico ($T_f = 30.5 \pm 0.49$ °C; 303.7 K) e na fase de sob *stress* hídrico ($T_f = 35.7 \pm 0.98$ °C; 308.9 K).

Esta equação é a via adequada para conhecermos a humidade relativa (h_f) típica no mesófilo da folha. Para o ambiente luminoso da folha caracterizado pela densidade de fluxo fotónico média entre 1320 e 1550 μmol [fotões] m^{-2} [folha] s^{-1}), dada T_f da folha 30 iluminada e activamente transpirante, o potencial hídrico foliar observado é justificado para qualquer valor de T_f no intervalo térmico indicado, quando a humidade relativa no mesófilo varia entre 0.978 e 0.979; nomeadamente $\psi_w(h_f, T_f) = \psi_f(h_f, T_f) = \psi_f(0.978; 297.4) = -3.06$ MPa e $\psi_w(h_f, T_f) = \psi_f(h_f, T_f) = \psi_f(0.979; 308.9) = -3.09$ MPa.

É interessante verificar que a natureza logarítmica da equação de definição do potencial hídrico torna-a praticamente insensível à variação térmica e extremamente sensível a pequenas variações da humidade relativa no mesófilo (deve ter quatro algarismos significativos), embora no estreito intervalo [0.98, 1.0]. Por isso, também, a transpiração é praticamente insensível à variação à temperatura. O efeito da temperatura faz-se sentir através do défice de pressão de vapor entre a folha e o ar. A fraca sensibilidade da equação do potencial hídrico à temperatura é uma razão forte que pode estar na origem do potencial hídrico mínimo medido na folha se mostrar praticamente indiferente ao grau de conforto hídrico, que provoca diferentes temperaturas na folha.

Até aqui recorremos a três critérios para justificar o domínio biofísico do potencial hídrico na folha para sustentar a simulação do fluxo hidráulico na árvore. Feita, então, a identificação do valor do potencial hídrico mínimo na folha e o enquadramento global da estrutura hidráulica da árvore no *SPAC*, estamos, agora, em condições de usar a equação [3.49] para explicar U_{\max} e U_{\min} observados no sobreiro.

Cálculo da resistência hidráulica da árvore. Nesta simulação em que R_p é desconhecida *a priori*; o seu ajustamento passo a passo tem como objectivo obter a solução procurada, para cada caso, e cuja saída é ψ_f que justifique a taxa de extracção observada. Retenhamos, então $\langle \psi_f \rangle = \psi_{f(\min)} = -3.1$ MPa, como constante; no caso de conforto hídrico, o potencial hídrico no solo é definido como a média geométrica $\langle \psi_s \rangle = -0.186$ MPa entre ψ_{cc} (inicial) e ψ_{ce} (atingido no fim do ciclo de extracção de água).

Então, a máxima taxa do uso de água diário ($6.44 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$; dia = 14.83 h) é convertido no fluxo horário de $0.68 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ h}^{-1}$ (mm h^{-1}), ao meio-dia solar; as devidas substituições na equação [3.49] fornecem a resistência hidráulica (mínima) aparente do sobreiro que é $R_p = 4.26 \text{ MPa (mm/h)}^{-1}$, referente à Primavera. Se a mesma resistência transitar para as condições de *stress* hídrico estival, com $\psi_{f(\min)}$ também constante, a taxa de extracção máxima observada (0.25 mm h^{-1}) ao meio-dia solar (mínima sazonal em *stress* hídrico) é justificada para $\langle \psi_s \rangle = -2.1$ MPa. Este resultado é consistente com o valor mínimo de $\langle \psi_s \rangle$, no intervalo -2.0 a -2.5 MPa, observado última semana de Agosto de 2003 e referente à média de cinco árvores de sobreiro (Kurz-Besson *et al.*, 2006).

Assim, a questão do $\psi_{f(\min)}$ hídrico do sobreiro foi solucionada para uma resistência hidráulica constante e uma diferença mínima entre $\langle \psi_s \rangle$ e $\psi_{f(\min)}$, no Verão, igual 0.6

MPa e não um valor nulo. Um valor nulo de $\Delta\psi_{s,f}$ faria a condutância hidráulica tender para o infinito, independentemente do valor de U , o que é contrário ao facto de K_p máximo ser finito (constante no sobreiro e na azinheira) e fisiologicamente controlado por mecanismos hidrostasia internos, de prevenção da cavitação xilémica catastrófica, que se traduzem, nomeadamente, através da coordenação da condutância estomática (Nardini & Salleo, 2000; Domec *et al.*, 2004). Esta coordenação é uma razão para se conjugar o modelo hidráulico e o modelo “atmosférico” da transpiração (item seguinte).

É importante sublinhar que o valor de $\Delta\psi_{s,f}$ que sustenta U_{min} sazonal é idêntica ao valor do ajustamento osmótico celular do sobreiro, a margem mínima para haver hidrostasia. Nota-se que o valor encontrado para $\langle\psi_s\rangle$ é devolvido pela curva de retenção de água do solo para $\theta = 0.0856 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, sendo esta humidade “residual” pouco inferior ao coeficiente de emurchecimento ($\theta_{ce} = 0.092 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) de referência.

Finalmente, a resistência hidráulica aparente do sobreiro pode ser convertida em outras unidades, de modo a exprimir-se o fluxo transpiratório por unidade de área da folhagem (Lhomme *et al.*, 2001). O valor anterior de R_p converte-se em $R_{pL} = 6.65 \text{ MPa (mm/h)}^{-1}$; o índice inferior “L” indica que o factor de escalonamento é o índice de área foliar iluminada ($L_i = 1.56 \text{ m}^2 \text{ [folhas] m}^{-2} \text{ [solo]}$); o cálculo exclui as folhas ensombradas, cuja transpiração ponderada por $1-f_i$ é numericamente negligenciável.

Para comparação, a condutância hidráulica total da planta (*i.e.*, $K_L = 0.039 \pm 0.007 \text{ g m}^{-2} \text{ [folhas] s}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$; $A_F = 218 \text{ a } 229 \text{ cm}^2$) que Lo Gullo *et al.* (2003) mediram em sobreiros jovens, com dois anos de idade, é convertida na resistência correspondente, $R_{pL} = 7.09 \text{ MPa (mm/h)}^{-1}$; a diferença de ~6% em relação ao que determinámos para a mesma espécie é mínima.

Por outro lado, Rambal (1993) modelou e calibrou um modelo numérico de fluxo anual de água (por m^2 do terreno) no SPAC, para um ecossistema dominado pelo *Q. coccifera* (LAI (média) = 2.4; $z_{r(max)} = 4 \text{ m}$) em ambiente mediterrânico sub-húmido, em Montpellier. A calibração do modelo optimizou uma resistência hidráulica total de $0.22 \text{ MPa dia mm}^{-1}$, que é idêntica à obtida neste estudo, para o sobreiro.

Lhomme *et al.* (2001) conceberam e combinaram um modelo “aerodinâmico” da transpiração e um modelo hidráulico do fluxo de água (por unidade de área do terreno) no SPAC; o modelo combinado foi validado para uma floresta de *Q. ilex* ($LAI = 3.0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$; altura = ~7 m), em ambiente mediterrânico, algures em Montpellier. A resistência hidráulica foi resolvida por “tentativa e erro” e fixado o valor optimizado em $R_p = 7$

MPa (mm/h)⁻¹, ou $R_{pL} = 10.5 \text{ MPa (mm/h)}^{-1}$. Esta resistência é elevada para fluxo máximo em conforto hídrico, além de que a taxa de extracção de água não superou os 0.25 mm/h, na Primavera. No dia 16 de Agosto (1999), a taxa transpiratória máxima, determinada pelo sistema de “eddy correlations” instalado foi 0.23 mm/h, ao meio-dia solar. Não é claro, para nós, porque a transpiração sazonal naquele ecossistema mediterrânico não foi limitada pelo défice hídrico estival. Lhomme *et al.* (2001) não determinaram o fluxo de calor sensível.

David (2000) identificou para a azinheira ($LAI = 2.6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$; $z_{r(\max)} \approx 13 \text{ m}$) a densidade de fluxo de seiva $u' = 0.2 \text{ mm h}^{-1}$ (3 mm/dia) como a “taxa transpiratória máxima” (ao nível da árvore, por unidade de área da projecção da copa sobre o terreno) e determinou $R_{p(Az)} = 12.0 \text{ MPa h mm}^{-1}$, em Maio e Agosto (para $\langle \psi_s \rangle = -0.5 \text{ MPa}$ e $\psi_{f(\min)} = -2.38 \text{ MPa}$, em média); em horas, perfaz $\sim 12.0 \cdot 10^5 \text{ h}$, que é quase o triplo da R_p do sobreiro e das outras espécies esclerófilas congéneres mencionadas. A informação qualitativa importante a reter é que, tal como o sobreiro (Nardini *et al.*, 1999; Lo Gullo *et al.*, 2003), a azinheira apresenta uma quase invariância da resistência hidráulica ao longo do período de crescimento da parte aérea.

Mais adiante teremos oportunidade de discutir com mais detalhe o aspecto quantitativo da R_p da azinheira, no âmbito da meta-análise sobre o fluxo de seiva determinado pelo método de Granier (capítulo §3.9). Veremos, ainda, que dado o fluxo radial de água nas raízes ser duas ordens de grandeza inferior ao fluxo axial (xilémico) da seiva, é lógico considerar-se que a resistência hidráulica aparente meça, efectivamente, a resistência hidráulica da planta (Abdul-Jabar *et al.*, 1984).

Abdul-Jabar *et al.* (1984) apresentaram a resistência hidráulica aparente da planta de cinco culturas arvenses mesófitas para as quais a R_p média é $2.40 \cdot 10^5 (\pm 1.40 \cdot 10^5) \text{ h}$ (com a transpiração expressa por unidade de área da folha) no intervalo de variação $[8.00 \cdot 10^4, 3.40 \cdot 10^5] \text{ h}$. Nesta unidade, a resistência hidráulica aparente do sobreiro equivale a $6.65 \cdot 10^5 \text{ h}$. Aparentemente, o maior tamanho da árvore pode impor maior resistência hidráulica ao fluxo de água do que culturas arvenses.

Voltando ao potencial, é significativo que o valor mínimo de $\langle \psi_s \rangle$ (solo) que impõe ao sobreiro a taxa de extracção de água mínima, no Verão, pouco difira do potencial osmótico (ψ_π) da folha à máxima turgescência (cavitação nula na folha), quando o poder evaporante do ar é elevado e a oferta de água mínima. Tínhamos já argumentado que $\langle \psi_s \rangle$ igual a ψ_π na folha poderia constituir o valor inferior (crítico) mais negativo do

$\langle \psi_s \rangle$ (medida pelo ψ_b , de pré-alvorada) que maior garantia ofereceria à árvore contra a cavitação catastrófica. Isto é verdade desde que as raízes não cavitem totalmente, o que acontece a valores da tensão xilémica aí significativamente inferiores a -3.1 MPa (Domec *et al.*, 2004; Maherali *et al.*, 2005).

5 Domec *et al.* (2004) obtiveram resultados segundo os quais a condutância estomática máxima diminuiu linearmente, regulada pela diminuição da condutividade hidráulica induzida pela cavitação das raízes, em árvores da *Pseudotsuga menziesii* e da *Pinus ponderosa*. Esta coordenação torna a cavitação total das raízes das árvores num acontecimento extremamente raro. À mesma conclusão chegaram (Maherali *et al.*,
10 2005) num estudo com espécies arbóreas de vários biomas, incluindo sete do género *Quercus*. Esta asserção orienta-se no sentido da existência de uma “base hidráulica” do funcionamento dos estomas (Oren *et al.*, 1999; Ewers *et al.*, 2001), aliás, validada pela abordagem hidráulica da variação sazonal da transpiração (Fig. 3.38), logo da condutância estomática (secção seguinte), induzida pela variação da humidade no
15 domínio da “dimensão linear de enraizamento”.

Um princípio hormonal admite que o agente mediador no mecanismo envolvido no controlo do grau de abertura dos estomas, devido ao *stress* hídrico no solo, é o fito-hormona *ABA*, emitido pelas raízes e lançado na corrente transpiratória para regular a condutância estomática nas folhas (Zhang *et al.*, 1987; Zhang & Davies, 1990).

20 Independentemente do princípio em causa, o objectivo da intrincada, e ainda mal compreendida, cadeia de mecanismos do controlo da homeostasia interna da planta em *stress* hídrico é o de assegurar uma adequada pressão de turgescência celular nas folhas activas (Losch & Schulze (1995). A coordenação funcional destes mecanismos pode justificar a tendência que o sobreiro mostra em interromper o crescimento da parte aérea
25 no Verão (Lo Gullo *et al.*, 2003), quando $\langle \psi_s \rangle$ atinge -1.5 MPa (Otieno *et al.*, 2006).

G. | *Ligação da árvore à atmosfera e escolha de uma equação empírica da condutância estomática*

A ligação da árvore à atmosfera é feita pela mudança de fase da água na folha por via da transpiração e difusão subsequente do vapor água resultante para o ar. A equação da taxa transpiratória é T_{rf} , em densidade de fluxo de massa:

30

$$T_{rf} = g_e M_{H_2O} \frac{DPV}{P_a} \quad [3.51]$$

Nesta equação, a transpiração é função do *DPV* que é normalizado pela pressão atmosférica de modo que a constante de proporcionalidade, a condutância estomática (g_e) à difusão do vapor de água (M_{H_2O} é a massa molar da água; p_a é a pressão atmosférica = 101 kPa) é expressa nas mesmas unidades. Originalmente, quer g_e quer T_{rf} foram medidas em densidade de fluxo molar do vapor de água (v.H₂O) por unidade de área da folha, mas, à escala do ecossistema são expressas em densidade de fluxo de massa do v.H₂O por unidade de área do terreno.

A transpiração e a condutância foram medidas simultaneamente e como indica a equação acima indica têm o mesmo perfil temporal (ver Fig. 3.38). Discutimos, aqui, a ligação da árvore à atmosfera porque escolhemos a via do “fluxo evaporativo” para estimar a curva anual do uso da água pelo sobreiro. Como veremos, primeiro é derivada uma curva de referência de U que depois é reduzida ao seu valor actual por acção de uma função adimensional da condutância estomática. Naturalmente interessa discutir os valores extremos da condutância estomática e a relação entre esses limites, na modelação pretendida.

Se, por um lado, a equação [3.51] indica que g_e é função do *DPV*, por outro lado, a relação entre g_e e a taxa transpiratória, num modelo de fluxo estacionário de água no *SPAC*, sugere a natureza hidráulica da condutância estomática. Isto é, a taxa transpiratória foliar pode ser convertida em taxa de extracção de água pelas raízes (expressa por unidade de área do terreno como fizemos anteriormente), de acordo com a equação empírica de U (secção §3.8.5). Sendo assim, a explicitação da condutância da folha na equação [3.51], conjugada com a equação [3.49], fornece uma expressão empírica que integra as características “evaporativa” e hidráulica daquela entidade:

$$g_e = \left(\frac{1}{M_{H_2O}} \right) \left(\frac{1}{L_i} \right) \left(\frac{\langle \psi_s \rangle - \langle \psi_f \rangle}{R_p} \right) \left(\frac{p_a}{DPV} \right) \quad [3.52]$$

Com base na discussão feita anteriormente sobre a variação do potencial hídrico do solo e da folha, admitimos que g_e é apenas função inversa do *DPV* no ciclo diário, já que a causa eficaz do fluxo de água $\langle \psi_s \rangle - \langle \psi_{f(\min)} \rangle$ é constante e que tendencialmente a árvore transpira na condição limite expressa pela igualdade $\langle \psi_f \rangle = \psi_{f(\min)}$; esta condição promove o fluxo máximo sempre, na Primavera ou no Verão.

O que se verifica na Primavera e no Verão é uma grande estabilidade atmosférica que estabelece uma fraca variação temporal do DPV de dia para dia e um efeito praticamente constante sobre a condutância estomática. Então, a evolução temporal da transpiração traduzida na Fig. 3.38 é limitada pela evolução do potencial hídrico no solo enraizado. Esta relação legitima a expressão da condutância em função de uma variável relacionada com a evolução da humidade nesse compartimento.

Mas, uma vez que as condutâncias de interesse no $SPAC$ estão associadas em série e g_e será sempre uma expressão integradora dos factores de *stress* que a árvore experimenta. Por isso, na pretendida simulação da curva anual da taxa de extracção de água, limitamos a condutância apenas pelo DPV (ver Fig. 3.41), embora o possa ser também por uma função da humidade ou do potencial hídrico do solo (Fig. 3.42).

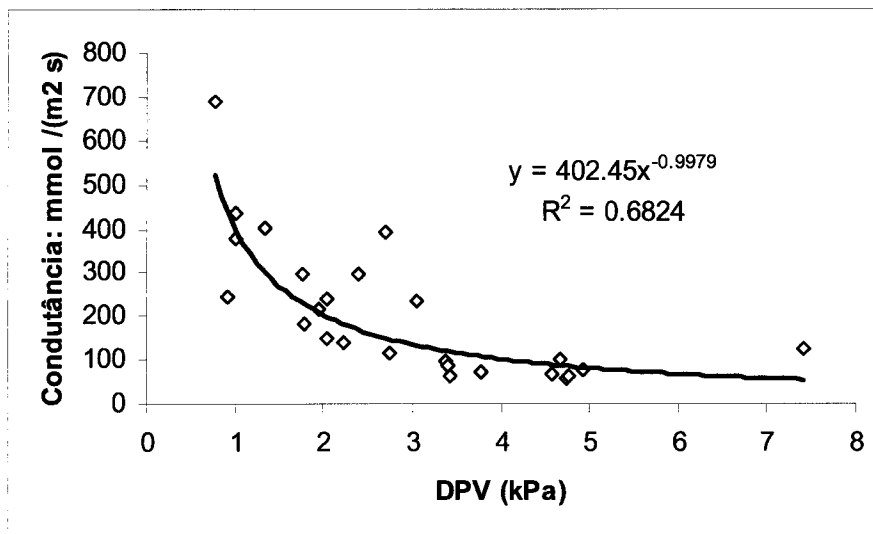


Fig. 3.41 Condutância estomática ($\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) média da folha do sobreiro em função do déficit de pressão de vapor atmosférico (11:30h a 15:30 h); médias: $PAR = 1461 \pm 363 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; $T_f = T_a = 33.7 \pm 5.0 \text{ }^\circ\text{C}$; $DPV = 2.99 \pm 1.63 \text{ kPa}$. Mitra, 2002 (período: 15/05 a 22/08).

15

Neste sentido, importa eleger a função empírica $g_e(DPV)$ que melhor se adapte aos dados disponíveis, como sugerem as análises de Monteith (1995), Oren *et al.* (1999) e Guswa *et al.* (2001) sobre o assunto, para a modelação. Em geral, a condutância é ajustada multiplicativamente por funções de *stress* de acordo com a representação de

tipo-Jarvis, por exemplo, $f(\theta)$, da humidade do solo; $f(T)$, da temperatura; $f(PAR)$, da luz e $f(D)$, do DPV (Jarvis, 1987; Lhomme, 1998; Lhomme *et al.*, 2001).

A relação entre o DPV e g_e (Fig. 3.41) no sobreiro é geométrica e representável no primeiro quadrante cartesiano por função exponencial decrescente, embora possa ser bem representada por uma série de outras funções empíricas (Monteith, 1995; Oren *et al.*, 1999). Vê-se que g_e máxima ($\sim 400 \text{ mmol m}^{-2} [\text{folha}] \text{ s}^{-1}$) em função do DPV ocorreu para valores do $DPV \leq 1 \text{ kPa}$, neste caso, para $DPV = 0.77 \text{ kPa}$. A tendência é clara: a curva de g_e decresce contínua e assintoticamente para a condutância mínima ($g_{e(\text{min})}$) sazonal que representa 20% da máxima (ver também Fig. 3.42).

O DPV variou essencialmente no intervalo $\sim 0.6\text{--}5 \text{ kPa}$, com exceção do dia 11 de Junho de 2002 em que a secura do ar se traduziu em $D = 7.5 \text{ kPa}$. A média do DPV (ou D) máximo foi $2.99 \pm 0.33 \text{ kPa}$ e impôs ao sobreiro uma condutância igual a $135 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} [\text{folha}] \text{ s}^{-1}$, que é 38% da média da $g_{e(\text{max})}$ observada, entre as 11:30h e 15:30 h. A média de g_e correspondeu a $DPV = 1.13 \text{ kPa}$. Num dia típico de Verão ou Primavera, este valor acontece no início do período da manhã, entre 2 a 3 h após o nascer do Sol.

Na equação de correlação da Fig. 3.41, o valor do expoente do $D = x$ não difere propriamente de -1 , o valor previsto pela equação [3.52]. Para a representação matemática da evolução diurna da condutância, Oren *et al.* (1999) justificaram a escolha da equação empírica de tipo logarítmico $g_e(D) = b - m \cdot \ln(D)$, em que a condutância de referência ($g_{e(\text{ref})} = b$) se obtém quando $DPV = 1 \text{ kPa}$; justificaram experimentalmente, também, que a relação $m = 0.6b$ ($= 242$) é estável e universal, sendo 0.6 o valor da sensibilidade estomática em $\text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1} \ln(\text{kPa})^{-1}$, para qualquer intervalo do DPV .

Na figura anterior pode ver-se que $b = \sim 403 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no sobreiro. A equação de Oren *et al.* (1999) será parametrizada para esta espécie e servirá para gerar a série anual da condutância estomática necessária ao ajustamento da curva do uso da água.

Valores extremos da condutância estomática. Em resumo, a condutância máxima absoluta, mínima e a média sazonais observadas no sobreiro (entre 15/05 e 15/06; 2002) foram 691, 182 e $\langle g_{e(\text{max})} \rangle = 355 \pm 45.9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Na fase de défice hídrico, pela mesma ordem, observou-se 242, 56 e $\langle g_{e(\text{min})} \rangle = 109 \pm 13.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Esta média da $g_{e(\text{min})}$ representa 31% da média máxima observada, em conforto hídrico. Em conforto hídrico ou sob défice hídrico (no intervalo de 50% a 70%), a g_e

mínima absoluta representou 26% e 23% da máxima média, o que denota uma relação entre extremos relativamente conservativa. Em Lange *et al.* (1987b: 308), os extremos da g_e do sobreiro foram 400 e 80–100 $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, quando o potencial de base diminuiu entre -3 e -33 bar (ou -0.3 e -3.3 MPa).

5 A identificação dos extremos e da sensibilidade de g_e constituem informação útil na modelação da condutância e da curva anual do uso da água pelo sobreiro. Com base no critério do limite inferior da condição do conforto hídrico, $\langle g_{e(\text{min})} \rangle$ do sobreiro pôde obtida como a média da série de valores de g_e inferiores a 50% de $\langle g_{e(\text{max})} \rangle$. Assim, resultou para $\langle g_{e(\text{min})} \rangle = 73.9 \pm 3.28 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (a frequência é 60%, 15 datas entre 03
10 de Julho e 22 de Agosto de 2002, no período de défice hídrico). A relação entre extremos é $\langle g_{e(\text{min})} \rangle = 0.21 \langle g_{e(\text{max})} \rangle$. As duas estimativas da condutância mínima efectuadas são representadas por $\langle g_{e(\text{min})} \rangle = 91 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, podendo fixar-se o intervalo $80 \leq \langle g_{e(\text{min})} \rangle \leq 100 \text{ (mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1})$ para a condutância estomática mínima do sobreiro.

15 Numa floresta mista dominada pelo *Q. suber* e pelo *Q. cerris* (esta de folha caduca) na Sicília, Nardini *et al.* (1999) determinaram evoluções diárias de diversas variáveis fisiológicas do estado hídrico interno daquelas espécies, em Abril, Julho e Outubro (1997); com água favorável no mês de Abril, a média diária (07:30 a 18:30 h) da g_e atingiu (entre 90 e 220) $140 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, mas em Julho decresceu para a média mínima
20 de 90 (entre 20 e 115) $\text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, ou seja 65% do máximo (de Abril), num solo com profundidade limitada pela rocha-mãe a 60 cm de abaixo da superfície.

Tendo em conta a tipologia da condutância usada por Körner (1995), a nossa $\langle g_{e(\text{min})} \rangle$ do sobreiro representa o “ g_{low} ” (mínimo sazonal) que ele identificou como sendo 20% de g_{max} sazonal. Já, Joffre & Rambal (1993), no seu balanço hidrológico em
25 montados de *Q. suber* e *Q. ilex* citaram Oliveira *et al.* (1992) que obtiveram $\langle g_{e(\text{min})} \rangle$ do sobreiro entre ~25% e 35% da condutância máxima, quando ψ_b variou entre -1.5 MPa e -2.0 MPa, no Verão.

De acordo com a Fig. 3.41, no Verão g_e diminui com DPV crescente e com a depleção da humidade ou do potencial matricial (ψ_s); o sobreiro responde ao défice
30 hídrico fisiológico regulando o potencial hídrico na folha (Lange *et al.*, 1987b), quer por osmorregulação que pelo encerramento parcial dos estomas, cuja dinâmica é determinada pela elasticidade da parede celular relativamente elevada entre quercíneas (Corcuera *et al.*, 2002), que é o dobro da exibida pelo *Q. cerris* (Nardini, 1999). O

controle da condutância estomática que o sobreiro manifesta no período estival de carência hídrica é de modo a manter suficiente pressão de turgescência celular para precaver a plasmólise (Tenhunen *et al.*, 1987; Nardini *et al.*, 1999).

Aliás, mostrámos que uma vez sujeito à rega (deficitária, até), no Verão, o sobreiro elevou rapidamente a taxa transpiratória aos valores altos de Primavera, mas, ao contrário, a condutância estomática (média = $178 \pm 14.0 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; Anexo 2) correspondente mostrou-se menos sensível do que a taxa transpiratória e fixou-se em apenas 50% da homóloga de Primavera (em 2002). A relação entre g_e e T_{tr} após a reidratação do sobreiro não foi linear talvez devido ao efeito retardado do ABA e a histerese da relações g_e e a humidade do solo (θ).

Relação entre g_e e a humidade do solo e com o potencial hídrico no solo. A Fig. 3.42 resulta da relação a condutância estomática adimensional ($g_{e*} = g_e/g_{e(\max)}$) e o potencial hídrico de base adimensional ($\psi^* = -\psi_s/\psi_{fc}$) que explicamos a seguir; foi elaborada com dados obtido por Lange *et al.* (1987b: 6); ψ_{fc} representa o potencial hídrico na folha a partir do qual, se nota o encerramento dos estomas e o seu valor é -10 bar , ou 1.0 MPa (Campbell & Norman, 1998; Koch *et al.*, 2004).

Também, os dados experimentais extraídos de Tenhunen *et al.* (1987b: p. 308) mostram que a curva de g_e em função do ψ_b (no sobreiro) é do tipo da representada na Fig. 3.41. Dado que ψ_b é uma boa medida de $\langle\psi_s\rangle$ na ausência de cavitação, a relação que aqueles autores obtiveram fornece-nos as bases para a relação adimensional de referência entre g_{e*} e ψ^* . O resultado é ilustrado no gráfico superior da Fig. 3.42.

O gráfico da referida figura contém ainda a “curva experimental” de g_{e*} em função do ψ_b (dados de Tenhunen *et al.*, 1987) e a “curva teórica” inspirada na técnica dos mínimos quadrados para explicar a primeira. Verifica-se que a “curva experimental” é descrita pela expressão $1/[1 + (\psi/\psi_{fc})^{2.7}]$; o expoente empírico 2.7 foi ajustado de modo a ser devolvido o valor da g_{e*} mínima observada, quando $\psi_s = -15 \text{ bar}$ (-1.5 MPa). A “curva teórica” é a função exponencial do tipo $g_e/g_{e(\max)} = 1/(1+e^{[a(\psi_s-\psi^*)]})$.

A “curva teórica” (gráfico inferior) mostra que ao longo de 40% (*i.e.* $\psi_s \geq -6 \text{ bar}$) do domínio operacional $[0, -1.5]$ de ψ_s a condutância diminui apenas 2% em resposta ao decréscimo de θ . A partir desse ponto, g_e diminui a um ritmo constante até se anular quando $\psi_s = -15 \text{ bar}$. A exponencial explica que esta abcissa na origem é determinada pelo valor crítico de ψ_s , que determina o início do fecho dos estomas, uma informação

relevante, no âmbito das relações hídricas entre a planta e o solo. Nos dois intervalos referidos de ψ_s , a sensibilidade dos estomas é variável. O ponto $(x, y) \equiv (-10, 0.5)$, que é comum às duas curvas apresentadas, é outra propriedade matemática da relação em causa. Concretizando, quando $g_{e^*} = 0.5$, o potencial matricial previsto é $\psi^* = 1$ (ou $\psi_s = -10$ bar).

O comportamento de uma função, num ponto, é explicado pela sua primeira derivada e, para a exponencial é $d(g_e)/d\psi_s = -a(e^{[a(\psi_s-\psi^*)]})/(1+e^{[a(\psi_s-\psi^*)]})^2$, com $a = 1$ (valor máximo deste parâmetro). Esta expressão permite determinar o declive da recta que contém qualquer ponto considerado. A curva tem como mínimo absoluto -0.25 , no ponto em que $g_{e^*} = 0.5$ e $\psi_s = -10$ bar ou seja, identifica o ponto de inflexão da curva.

No ponto de inflexão, a curva relativa da derivada mostra que os estomas são 1 452 vezes mais sensíveis que no ponto $(-6, 0.98)$, no fim da primeira fase de extracção máxima de água. A curva é assimétrica, com enviesamento positivo $+3.43$. Esta análise é aplicável a outras variáveis de fluxo, como a taxa transpiratória e a taxa fotossintética, que covariam positivamente com a condutância (Wong *et al.*, 1979).

Para discutirmos o limite mínimo operacional de ψ_s (ou de ψ^*), consideramos as áreas delimitadas pela “curva experimental” e pela “curva teórica” (Fig. 3.42). Repare-se que a “curva teórica” define um trapézio (lado maior até 1.5), cuja área é igual a 1, na escala adimensional de ψ^* ; igual área (critério de convergência) é delimitada sob a “curva experimental”, por ligação dos pontos 1, 0.5 e 20 bar, o que define uma integração triangular. Deste modo, temos o intervalo dos limites inferiores do potencial hídrico no solo, ou seja entre -15 e -20 bar. Este intervalo mínimo do $\langle\psi_s\rangle$ deve induzir a condutância estomática mínima, para ser consistente com o facto de a taxa de extracção mínima da água do solo ser explicada por $\langle\psi_s\rangle = -2.1$ MPa (ou -21 bar).

Tratado com o detalhe necessário a esta análise, o objectivo imediato é escalonar $g_{e(\min)}$ entre a folha e a folhagem, à semelhança do que foi feito para a taxa transpiratória. Para tal (*cf.* equação [3.52]) basta multiplicar a condutância por L_i ($= 1.56 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, em 2002). Assim, $\langle g_{e(\min)} \rangle = 90 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no folha (este estudo) converte-se como a média sazonal da condutância mínima $\langle g_{ec(\min)} \rangle = 140 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ da folhagem, enquanto a máxima é $\langle g_{ec(\max)} \rangle = 554 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, mantendo-se constante a relação entre ambas, independentemente da escala.

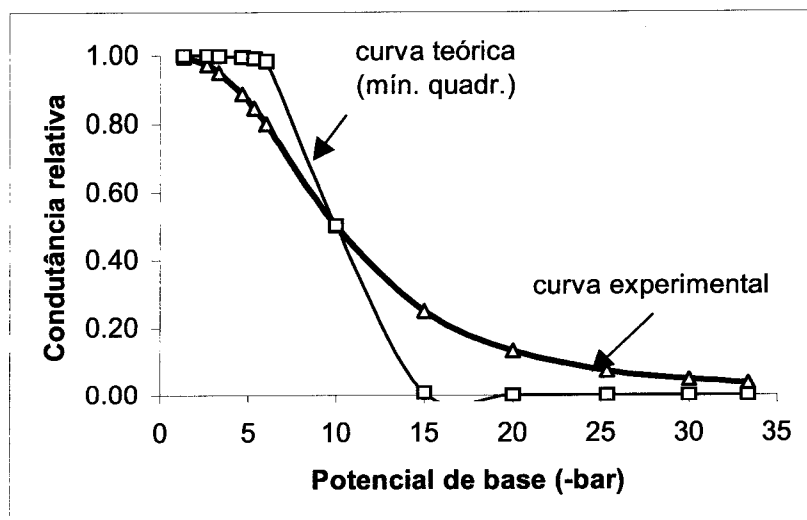
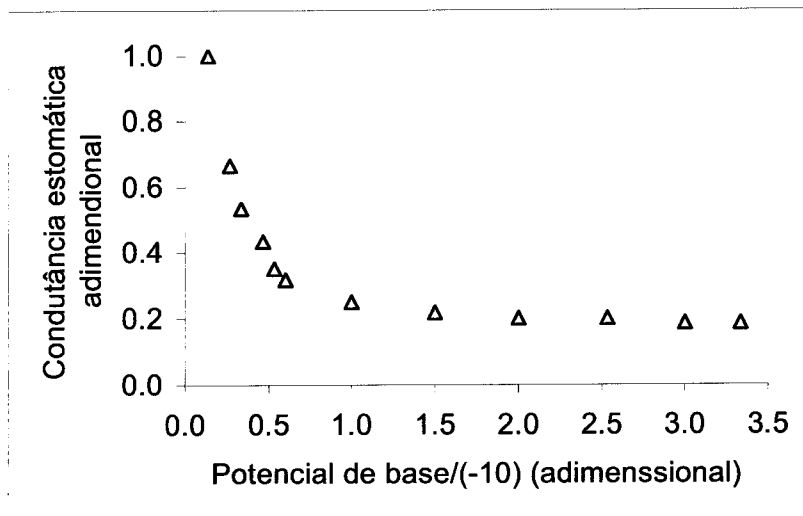


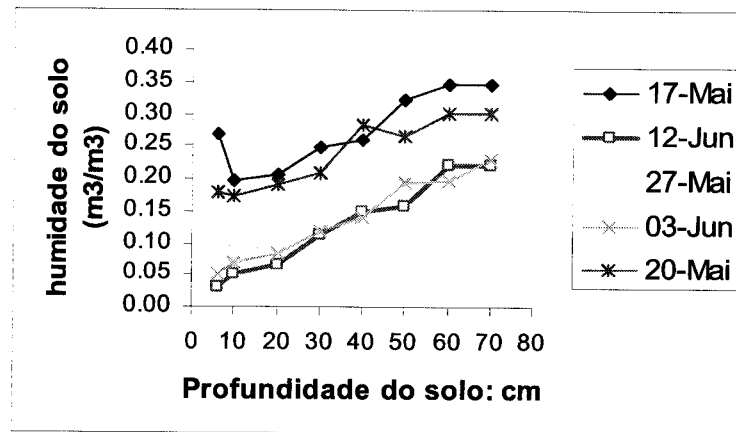
Fig. 3.42 Relação entre condutância estomática relativa e potencial hídrico de base na folha: *em cima*, condutância observada; *em baixo*, curva da condutância estomática relativa versus potencial de base. Espécie: sobreiro (em Portugal); adaptação de Lange *et al.* (1987b).

3.8.6 | Uso da água pela *Agrostis castellana*

- Os resultados sobre a variação da água no sistema solo/*Agrostis castellana* estão resumidos nas figuras indicadas e no Quadro 3.26. A *Agrostis* representa a componente herbácea que geralmente coexiste com as árvores no ecossistema de montado. O objectivo é fazer um estudo comparativo sobre a taxa e padrão vertical do uso da água entre os dois tipos funcionais da vegetação mediterrânica.

5

10

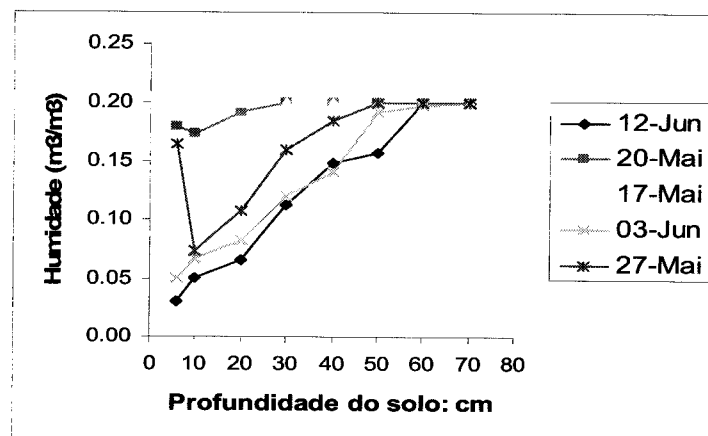


15

Fig. 3.43 Umidade do solo em função da profundidade e do tempo, na gramínea: perfil inicial, a 17/Maio, e, final, a 12/Junho (2002); $\theta_{cc} = 0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; $\theta_{ce} = 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; água de drenagem: $\theta(z, t) - \theta_{cc} > 0$.

20

25



30

Fig. 3.44. Evolução da água de extração obtida da Fig. 3.45: inicial (17/Maio) e final (12/Junho), na gramínea. Extração: (17/Mai. a 12/Jun.): $0.105 \pm 0.056 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; água de drenagem: $\theta - \theta_{cc} > 0$. Mitra, 2002.

Na Fig. 3.43 estão graficados os dados originais, enquanto a Fig. 3.44 resulta da anterior, após deduzir a água acima da capacidade ($\theta_{cc} = \sim 0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) que é destinada à drenagem. No dia 17 de Maio, a superfície do solo estava húmida porque, de acordo com as propriedades hidrológicas de referência do solo, o evento pluviométrico do dia anterior, de 2.8 mm, eleva à capacidade de campo a camada superficial com 5.5–6.5 cm de profundidade.

5 Quadro 3.26. Variação da água ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) do solo em diferentes subperíodos e o seu total no período principal (17/Maio a 12/Junho, 2002; $ET_o = 6.00 \pm 0.33$): Δa_i : variação da humidade por camada de solo, integrada no tempo; $z_r(t)$: profundidade de enraizamento; $\Delta A(z, t)$ ($\text{mm}[\text{H}_2\text{O}] \text{dia}^{-1}$) ($= \sum \Delta a_i$): taxa de variação média *absoluta*, integrada no espaço; taxa *relativa* $u(z, t)$: ($\text{mm} [\text{H}_2\text{O}] \text{mm}^{-1} [\text{solo}] \text{dia}^{-1}$). *Agrostis castellana*. Mitra.

	Períodos	17- 20 Mai.	20-27 Mai.	27Mai - 3Jun.	3Jun- 12Jun.	Total (dias)
	Duração → (dias)	3	7	7	9	26
Linha	Camadas de solo, cm	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Δa_i $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
a	0 - 6	-0.020	-0.015	-0.114	-0.020	-0.169
b	0-10	-0.023	-0.100	-0.006	-0.016	-0.146
c	10-20	-0.008	-0.084	-0.025	-0.016	-0.133
d	20-30	0.000	-0.040	-0.039	-0.008	-0.087
e	30-40	0.000	-0.015	-0.043	0.007	-0.052
f	40-50	0.000	0.000	-0.007	-0.037	-0.043
g	50-60	0.000	0.000	-0.002	0.002	0.000
h	60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
i	$z_r(t)$ (mm)	200	400	600	500	575
j	$(\theta_f - \theta_i)$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	----->				-0.105
l	taxa <i>relativa</i> $u(z, t)$ mm/(mm dia)	-0.006	-0.007	-0.005	-0.002	Média $-4.9 \cdot 10^{-3}$ ($\pm 2.4 \cdot 10^{-3}$)
m	Taxa extracção $-\Delta A(t) = -\sum \Delta a_i$ (mm dia^{-1})	1.14	2.91	2.89	0.83	Média 2.58 (± 0.41)
n	ET_o (mm dia^{-1})	6.3	5.4	6.3	5.9	6.0 (± 1.8)

Entre o período das medições da variação da água do solo, cinco perfis de humidade $\theta(z, t)$ (um por data) foram obtidos, utilizando uma resolução vertical de 10 cm, em todo o solo enraizado pela graminóide *Agrostis*; tal como foram medidos a 17, 20 e 27 de Maio e 3 e 12 de Junho, em 2002, ao longo de 28 dias (Fig. 3.43). A água de drenagem ($\theta(z, t) - \theta_{cc}$; $\theta_{cc} = 0.2 \text{ m}^3 [\text{água}] \text{m}^{-3} [\text{solo}]$) diminuiu com o tempo e com a profundidade em todas as datas de medição, tendo sido descontada no cálculo da variação da água disponível devido à extracção pelas raízes.

15 A discriminação entre a água de extracção $\theta(z, t) - \theta_{cc}$ pelas raízes da graminóide e a água de drenagem ($\theta(z, t) - \theta_{cc}$) foi feita para todo o volume de controlo do balanço hídrico, com fronteiras à superfície e na camada [50–60] cm de profundidade. O tempo de residência da água de drenagem no perfil foi de 10 dias (entre 17 e 27 de Maio), a água drenada foi $0.064 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, equivalente a $\epsilon(z, t) = 38.5 \text{ kg} [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{solo}]$ (38.5

mm), e a uma taxa média três ordens de grandeza inferior à taxa de infiltração em solo saturado.

Para a determinação da taxa de variação ($\Delta A(t)$) da água disponível no solo enraizado, interessam as curvas inicial (17 de Maio) e final (12 de Junho) da humidade.

5 As restantes descrevem a evolução da relação entre a água utilizável remanescente e a quantidade extraída pelas raízes, cada vez menor. A intercepção das curvas de humidade inicial e final (Fig. 3.44) indica que a profundidade de enraizamento da *Agrostis*, que não ultrapassou os 70 cm de profundidade, em 2002. Esta profundidade máxima de enraizamento foi reportada para espécies arvenses em conforto hídrico, sujeitas a regas
10 de compensação durante o Verão (Oliveira, 1988).

A humidade do solo ($\theta(z, t)$) no início (a 17 de Maio) estava à capacidade de campo, $\theta_{cc} = 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; no fim do “período principal” (a 12 de Junho), diminuíra de $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para valores aparentemente inferiores ao coeficiente de emurchecimento de referência ($\theta_{ce} = 0.092 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) em média, para $\theta_{\min} = 0.050 \pm 0.018 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, até $z = 20$
15 cm, mas entre esta profundidade e $z = 50\text{--}60$ cm, a humidade situou-se entre os limites da água disponível de referência e, entre 20 e 60 cm de profundidade, a humidade média foi $0.164 \pm 0.037 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

O total da água extraída pela planta depende da profundidade de enraizamento, z_r . Começamos por observar a evolução de z_r , nas linhas "a" a "h" do Quadro 3.26, à
20 medida que a variação de $\theta(z, t)$ se acentua, entre 17–20 de Maio e 3–12 de Junho ($\Delta t = 26$ dia). A profundidade máxima, $z_{r(\max)} = 60\text{--}70$ cm, foi observada entre 27 de Maio e 3 de Junho. A aparente diminuição de z_r , até 12 de Junho (linhas “i” e “j”) foi provavelmente devido a alguma heterogeneidade física do solo. O compromisso da análise numérica aponta para $z_{r(\max)} = 575$ mm (~ 60 cm), enquanto a Fig. 3.44 sugere
25 700 mm (70 cm).

No quadro 3.26, a linha “l” refere-se à taxa *relativa* de extracção $u(z, t)$ que se obtém dividindo a variação volumétrica média ($\Delta\theta$) da humidade (numa profundidade z_i correspondente) pelo intervalo de tempo a que se refere; é expressa em $\text{mm} [\text{H}_2\text{O}] \text{mm}^{-1}$ [solo] dia^{-1} ; a taxa *relativa* $u(z, t)$ foi praticamente constante entre 17 de Maio e 3 de
30 Junho. No entanto, $u(z, t)$ diminuiu mais de quatro vezes, ou seja, entre -0.0073 e $-0.0017 \text{ mm mm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$, entre o segundo e o último subperíodos considerados. Em média, valores elevados de u , no intervalo -0.0048 a $-0.0073 \text{ mm mm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$, foram típicos entre 17 de Maio e 3 de Junho, o que pode sugerir uma óptima combinação solo-

água-planta-atmosfera, entre máxima densidade e extensão de raízes, água disponível, ET_0 e resistências ao fluxo. O valor máximo de z_r costuma atingir-se à cerca de $\frac{1}{2}$ a $\frac{2}{3}$ do ciclo vegetativo (Oliveira, 1988). Em 28 de Fevereiro, a *Agrostis* tinha folhas tão minúsculas que impossibilitou a recolha de fitomassa para determinar a matéria seca.

5 A baixa taxa de variação média da água do solo, *i.e.* $-1.14 \text{ mm dia}^{-1}$, verificada entre 17 e 20 de Maio (2002) pode justificar-se pela pequena espessura da camada de solo que cedeu essa água. Finalmente, entre 3 e 12 de Junho (senescência da *Agrostis*), a extracção da água pela herbácea diminuiu mais de quatro vezes, em relação à máxima, para $u(z, t) = -0.0017 \text{ mm mm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$, ou seja, para $\langle \Delta A(t) \rangle = -0.83 \text{ mm dia}^{-1}$.

10 No que se refere ao ensaio de 2001, os dados sobre a extracção da água pela gramínea, $u(z, t)$ e $\Delta A(t)$, estão resumidos na Fig. 3.46 e no Quadro 3.27.

No cômputo final, a média ponderada da taxa de extracção da água pela gramínea, foi $\langle U(t) \rangle = -\langle \Delta A(t) \rangle = 2.58 \pm 0.41 \text{ mm dia}^{-1}$ (2002) enquanto ET_0 foi $6.0 \pm 0.33 \text{ mm dia}^{-1}$ (linha “n”; Quadro 3.26). Nesse período, a herbácea extraiu toda a água disponível
15 até 20 cm de profundidade; para $z > 20 \text{ cm}$ e $< 60 \text{ cm}$, aparentemente ficaram por extrair $0.060 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ de água (18 mm; 45%) e que corresponde ao tempo de residência igual a sete dias; isto projecta o ciclo vegetativo até 19 de Junho (2002), a data provável para a completa senescência da planta.

20

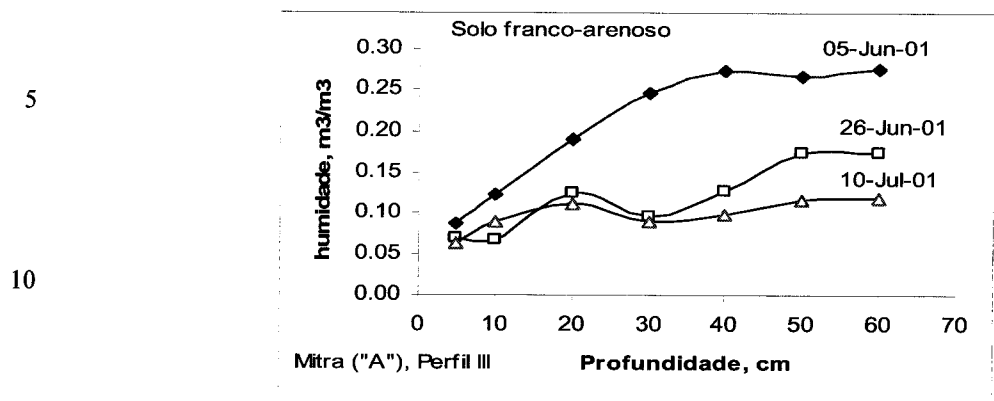


Fig. 3.45. Distribuições verticais, $\theta(z, t)$, da humidade ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) do solo, da camada 0-5 cm a 50-60cm, em três datas (2001), obtidas no perfil 3. Em abcissa, os limites inferiores das camadas de solo. Clima: $ET_0 = 7.08 \pm 1.53$ mm/dia.

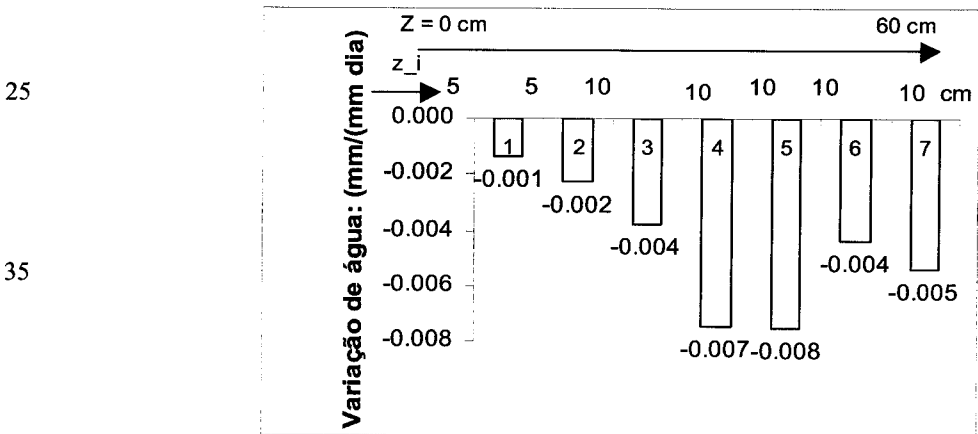


Fig. 3.46. Taxa e padrão de variação da humidade (u ; $\text{mm mm}^{-1} \text{dia}^{-1}$) no solo enraizado pela gramínea, entre 5 e 26 de Junho (2001), a partir da Fig. 3.45. A profundidade total (60 cm) foi discretizada em seis camadas com 10 cm de espessura cada; a camada superficial com 10 cm foi subdividida em duas de 5 cm. Clima: $ET_0 = 7.08 (\pm 1.53)$ mm/dia.

Quadro 3.27 (A, B). Taxa de extracção da água do solo pela *Agrostis castellana* ($LAI = 1.9$ a $2.2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) de 5 a 26 de Junho a 10 de Julho (2001): u ($\text{mm mm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$); Δa_i , taxa de variação por camada “i”; $f(\text{H}_2\text{O})$ = função de ponderação. Evapotranspiração de referência: $ET_0 = 6.86 \pm 1.55 \text{ mm dia}^{-1}$.

(A)	Período 1 5 a 26/Jun	Data 1 05-Jun-01	Data 2 26-Jun-01	Período 1	Período 1	
[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]
	Taxa de variação relativa da humidade	Taxa de variação actual da humidade de	Função de ponderação em 5 Jun.	Função de pondera- ção em 26 Jun	Função de ponderação média	Taxa de variação máxima (estimada)
Δz_i (cm)	$u(z, t)$ (mm/(mm dia))	$\Delta a_i(t)$ (mm/dia)	$f(\text{H}_2\text{O})_{-1}$ (1)	$f(\text{H}_2\text{O})_{-2}$ (1)	$\langle f(\text{H}_2\text{O}) \rangle_{-1}$ (1)	$\Delta a_{i, \text{max}}$ (mm/dia)
0-5	-0.0014	-0.07	0.05	0.00	0.02	-0.04
0-10	-0.0023	-0.11	0.20	0.00	0.10	-0.07
10-20	-0.0038	-0.38	1.00	0.29	0.65	-0.29
20-30	-0.0074	-0.74	1.00	0.02	0.51	-0.42
30-40	-0.0075	-0.75	1.00	0.30	0.65	-0.59
40-50	-0.0044	-0.44	1.00	0.73	0.86	-0.87
50-60	-0.0054	-0.54	1.00	0.73	0.87	-1.10
Média	-0.0046	---	0.75	0.30	0.52	---
Soma	-0.0322	-3.03				-3.37
Err-pad	0.0024	0.27	***	***	***	0.38

(B): Quadro 3.27 (continuação). Período 2: 26/Jun a 10/Jul (2001).. Notar os perfis inicial e final da humidade, nas duas últimas colunas.

Camada de solo	Período 2 26/Jun.- 10/Jul.	Variacão de água por cama- da de solo	Data 3 10-Jul-01	Períodos 1-2 5Jun_10Jul	Período 2 26/Jun. - 10/Jul.	Início 5/Junho	Fim 10/Julho
Δz_i (cm)	$u(z, t)$ (mm/(mm dia))	Δa_i (mm/dia)	$f(\text{H}_2\text{O})_{-3}$ (1)	$\langle f(\text{H}_2\text{O}) \rangle$ (1)	Δa_{max} (mm/dia) (estimada)	θ_i ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	θ_f ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)
0-5	-0.0005	-0.01	0.00	0.01	-0.01	0.077	0.063
0-10	0.0000	0.00	0.00	0.06	0.17	0.130	0.089
10-20	-0.0011	-0.11	0.16	0.45	-0.25	0.176	0.111
20-30	-0.0005	-0.05	0.00	0.31	-0.10	0.239	0.089
30-40	-0.0021	-0.21	0.04	0.40	-0.43	0.262	0.098
40-50	-0.0040	-0.40	0.21	0.60	-1.02	0.266	0.117
50-60	-0.0040	-0.40	0.22	0.60	-1.02	0.262	0.119
Média	-0.0017		0.09	0.35	-0.41	0.202	0.098
Soma	-0.0121	-1.18			-2.68		
Erro- padrão		0.17			0.15	0.075	0.020

5

As taxas de extracção da *Agrostis castellana* nos subperíodos em questão foram 1.14, 2.91, 2.89 e 0.83 mm dia^{-1} . O máximo de U variou entre 2.58 e 2.90 mm dia^{-1} e

corresponde à quinzena entre 20 de Maio e 3 de Junho. Joffre & Rambal (1993) calcularem no âmbito do balanço hidrológico, a evapotranspiração média da componente herbácea de montados iguais a 2.9, 2.7 e 2.3 mm dia⁻¹ (para 90 dias), em três locais diferentes (em Sevilha, Espanha). Estes resultados são considerados idênticos aos obtidos aqui porque a evaporação superficial sob a vegetação é minimizada pela
5 acumulação anual de material vegetal sobre o terreno que, no caso da *Agrostis*, ascendeu em média a ~400–600 g [MS] m⁻² ano⁻¹.

A extracção da água pela *Agrostis castellana* em 2001 resume-se através das Fig. 3.45 e Fig. 3.46 e do quadro 3.27, objectos de análise similar à feita para o ano de 2002.
10 A evolução dos perfis de humidade $\theta(z)$ do solo foi seguida entre 5 e 26 de Junho e em 10 de Julho de 2001 (Fig. 3.45). Para essas três datas a distribuição da humidade em função de z foi explicada por funções do tipo potência ($\theta(z) = \alpha z^\beta$), com o expoente $\beta < 1$; α é o factor de escala. Assim, para 5 de Junho, $\alpha = 0.0449$, $\beta = 0.4758$; vinte e um dias mais tarde (26 de Junho; 2001) observou-se $\alpha = 0.0331$ e $\beta = 0.3881$, quando a
15 água do solo diminuíra 45%, ou seja de 0.216 ± 0.079 para 0.119 ± 0.044 m³ m⁻³. A profundidade máxima enraizamento mantém-se igual à do ano anterior (60 – 70 cm).

Ente 5 e 26 de Junho a taxa *relativa*, u (mm mm⁻¹ dia⁻¹), de variação da humidade do solo aumentou com a profundidade, duplicando de dez em dez centímetros até [20, 40] cm de profundidade. Como se pode observar na Fig. 3.46, entre 20 e 40 cm abaixo da
20 superfície, localizou a fonte preferencial de água extraída pela *Agrostis* e aí a taxa *relativa* média foi $\langle u \rangle = -7.5 \times 10^{-3}$ mm mm⁻¹ dia⁻¹; este valor é 1.89 vezes superior à média $\langle u \rangle = (-4.6 \pm 2.4) \times 10^{-3}$ mm mm⁻¹ dia⁻¹ representativa de todo o domínio enraizado. Ao longo do perfil observou a mínima $u_{\min} = 1 \times 10^{-3}$ mm mm⁻¹ dia⁻¹ ocorreu à superfície, representando 13.3% de u_{\max} (Fig. 3.46; camadas [4] e [5]).

Entre 26 de Junho e 10 de Julho, a variação da água do solo verificou-se (quadro 3.27) entre limites mais estreitos e, para $z \leq 15$ cm, a variação média da humidade foi, para efeitos práticos, nula, em virtude de aí se verificar $\theta \leq \theta_{ce}$ (desde 26 de Junho; quadro 3.27-B). Por conseguinte, a variação da humidade do solo foi mais acentuada abaixo dos 15 cm de profundidade, mas inferior ao verificado no período anterior.
25 Nesse período, pode atribuir-se a essa baixa variação da humidade na zona das raízes à pouca água disponível e à diminuição da actividade vegetativa típica do estado senescente da planta.
30

Os valores extremos da humidade no perfil do solo, a 10 de Julho, foram $0.063 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, na camada superficial, e $0.119 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, entre 40 e 60 cm de profundidade. A concentração volumétrica da água no perfil do solo foi $\langle \theta_f(z) \rangle = 0.098 \pm 0.020 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, que idêntico ao coeficiente de emurchecimento de referência ($\theta_{ce} = 0.096 \pm 0.026 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). A comparação do perfil vertical da humidade, $\theta(z)$, de 10 de Julho com os anteriores sugere que as raízes da *Agrostis* alteraram o padrão espacial de extracção da água devido à diminuição da mesma; o processo é auto-limitante. Entre 26 de Junho e 10 de Julho, a taxa máxima de extracção local, $u = 4 \cdot 10^{-3} \text{ mm mm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$, foi metade da homónima observada antes, entre 5 e 26 de Junho, com a particularidade de se referir a uma profundidade superior, no último subperíodo.

À medida que a água disponível foi sendo consumida pela *Agrostis*, a principal fonte de água para as raízes deslocou-se em profundidade, da camada [30, 40] cm (de 5 a 26 de Junho) para a camada [40, 60] cm (26 de Junho a 10 de Julho). Este processo ilustra que a planta geriu a actividade das raízes em função da distribuição vertical da água do solo, que aumenta em profundidade. O crescimento das raízes para a captação local da água, num dado ponto do perfil do solo, é despoletado por um valor crítico do potencial hídrico no solo que induz a produção da hormona de crescimento, o ácido indolacético (AIA) (Moreira, 2005; comunicação pessoal).

A figura Fig. 3.46 e o quadro 3.27, sobre o padrão espacial da extracção da água do solo, tiveram origem na mesma informação de base, a humidade do solo determinada nas três datas já referidas (Fig. 3.45). A discussão seguinte baseia-se nas variações locais de θ , segundo $u(z, t)$, entre 5 e 26 de Junho e entre esta data e 10 de Julho, bem como na taxa de variação total $\Delta A(t)$, que resulta do somatório do produto $u_i(z_i, t) \Delta z_i = \Delta a_i(z_i, t)$ ($z \leq 60 \text{ cm}$), por camada de solo i . No Quadro 3.27, $\Delta A(t)$ é a soma da coluna [3], que contém $\Delta a_i(z_i, t)$ de cada camada de solo. Assim, entre 5 e 26 de Junho verificou-se $\langle \Delta A(t) \rangle = -3.03 \pm 0.27 \text{ mm dia}^{-1}$ e, entre 26 de Junho e 10 de Julho decrescera para $-1.18 \pm 0.17 \text{ mm dia}^{-1}$, o que significa um défice hídrico médio relativo de 61%, em relação ao primeiro valor. Este nível de *stress* hídrico concorda com a fase senescente da *Agrostis*, no fim do ciclo vegetativo, já então evidente.

As colunas [4] a [6] do Quadro 3.27 referem-se à função de ponderação, $f(\text{H}_2\text{O})$, da água disponível, que toma em conta o facto da taxa de variação da humidade ser influenciada pelo estado actual da água do solo. A função $f(\text{H}_2\text{O})$ mede o teor hídrico relativo no solo e é definida como o seguinte índice hídrico:

$$IH = f(H_2O) = (\theta - \theta_{ce}) / (\theta_{cc} - \theta_{ce}) \quad [3.53]$$

IH varia entre 0.0 e 1.0, o mesmo para o seu complementar, ISH, o índice de “stress” hídrico no solo. Para ambos os períodos, uma função de ponderação média ($\langle f(H_2O) \rangle$) (e.g., col. [6]) é calculada como a semi-soma das funções homónimas entre os dois limites temporais de cada (sub)período indicado.

O valor médio $\langle f(H_2O) \rangle$, na col. [6], sugere ISH = 0.48, no “período 1”, com a média a variar entre 0.25 (5 de Junho) e 0.70 (26 de Junho); a 10 de Julho indica que 0.91 (91%) da água disponível tinha sido consumida pela *Agrostis castellana*. No “período principal” (5 de Junho a 10 de Julho) o valor médio da função de ponderação foi $\langle IH \rangle = 0.35$, i.e., ISH = 0.65, ao longo de 35 dias.

Para além de calcular o IH ou ISH, em cada data, $f(H_2O)$ serve para inferir a taxa máxima de variação da humidade no solo, desde que seja conhecida a variação actual da humidade entre duas datas consideradas. De facto, $ISH = 1 - f(H_2O)$ é um “factor de redução” (de *stress*) e foi aplicado à taxa actual de variação $\Delta A(t)$ para inferir a taxa máxima (potencial), $\langle \Delta A_p(t) \rangle = \Delta A(t) / [1 - f(H_2O)]$, esperada, nas condições edafoclimáticas favoráveis. Assim, para o “período 1”, $\langle \Delta A_p(t) \rangle = -3.37 \pm 0.38$ mm dia⁻¹ (col. [7]); esta média não é estatisticamente diferente da observada (ver atrás). Na verdade, a Fig. 3.44, sugere 3.14 mm dia⁻¹, até $z_{r(max)} = 70$ cm. Conclui-se, pois, que o défice hídrico de 25%, no “período 1”, constitui um nível mínimo de *stress* hídrico.

No “período 2” (parte B do Quadro 3.27), $\Delta A(t) = -1.18 \pm 0.17$ mm dia⁻¹ indica uma redução para 46% da variação da água do solo observada no campo e para 38% da extracção inferida e associada à profundidade de enraizamento $z_{r(max)} = 70$ cm. Fazendo o mesmo tipo de “inferência” que no “período 1”, obtém-se para o “período 2” $\langle \Delta A_p(t) \rangle = -2.68 \pm 0.49$ mm dia⁻¹, com $z_{r(max)} = 550$ mm (que é 79% da profundidade de enraizamento do “período 1”). Um teste-*t* de Student ($t_{12;0.05} = 0.680$) bilateral, não rejeita a hipótese nula da igualdade das médias, entre as duas “séries de inferência” da variação máxima da água do solo, referentes aos períodos “1” e “2”. Conclui-se que de entre as três médias atrás referidas, 3.03 mm dia⁻¹ constituiu o valor máximo típico da taxa de extracção de água pela *Agrostis castellana* em conforto hídrico, enquanto a média da ET_0 foi 6.86 ± 1.55 mm dia⁻¹, no período principal (Quadro 3.27A, B).

No “período 1”, a função $f(H_2O)_1$ (em 5 de Junho) só foi inferior à unidade na camada superficial com 10 cm de profundidade, mas, 21 dias mais tarde, essa condição

já se estendera a todo o perfil enraizado. De facto, em 10 de Julho, todo o perfil vertical do solo enraizado experimentava um défice hídrico médio igual a 91%; no “período 2”, o *défice* médio totalizou 58%. Em todo o período principal, em análise, a *Agrostis* sujeitou-se ao *défice* hídrico médio no solo igual a 65%. Valores entre 50% e 75% são considerados de “stress” intenso. Em consequência, a taxa da variação de água do solo entre 26 de Junho e 10 de Julho, imposta pela transpiração da *Agrostis*, foi claramente inferior à observada durante o período anterior, tendo sofrido uma diminuição de 61%. A taxa de extracção da ordem de 1.18 mm dia⁻¹ está, uma vez mais, de acordo com a fraca actividade vegetativa da gramínea já senescente e no final do ciclo vegetativo.

Uma breve incursão na eco-hidrologia comparada entre o sobreiro e a *Agrostis castellana* permite-nos formar uma ideia das diferentes importâncias hidrológicas destas duas formas de vida vegetal, em regime de coexistência ecológica. Assim, em 2002, a gramínea consumiu 0.40 (= 2.58/6.44) da água extraída pelo sobreiro; a comparação entre as suas necessidades hídricas (U_{max}) é mais consistente se baseada na escala relativa dada pelos respectivos *coeficientes culturais de base* ($K_{cb} = U_{max}/ET_o$) (ver secção §3.8.5).

Os resultados apresentados sustentam que $\langle K_{cb(G)} \rangle$ (designa a média) da *Agrostis* variou entre 0.43 (=2.58/6.0), em 2002, e 0.44 (± 0.04), em 2001 (cf. Quadro 3.27). Por seu turno, o intervalo médio do $\langle K_{cb(S)} \rangle$ do sobreiro em conforto hídrico natural foi 0.85 ± 0.07 (referente a 10 datas, entre 15 de Maio e 15 de Junho de 2002, embora os oito valores mais elevados forneçam a média de 0.88 ± 0.05 , enquanto nas árvores da modalidade regada em 2001 tenha ascendido a 0.91, como se vê no Anexo 2). Finalmente, a razão $\langle K_{cb(S)} \rangle / \langle K_{cb(G)} \rangle = 2.0$ em conforto hídrico indica que a árvore do sobreiro usou duas vezes mais água do que a herbácea. Além disso, se a actividade vegetativa de ambas as espécies em confronto é mais intensa na Primavera, o enraizamento do sobreiro nesse período foi duas vezes e meia mais profunda do que o enraizamento da *Agrostis*.

No entanto, ao contrário do que acontece com as taxas de extracção máxima, U_{max} , são idênticos os quocientes $U_{max}/z_{r(max)}$ para ambas as espécies, visto que (6.44 mm [H₂O] dia⁻¹)/(1 755 mm [solo]) = 3.67 mm [H₂O] mm⁻¹ [solo] dia⁻¹ (no sobreiro) e (2.58 mm [H₂O] dia⁻¹)/(700 mm) = 3.69 mm [H₂O] mm⁻¹ [solo] dia⁻¹ (na *Agrostis*); o valor quase constante do quociente indicado atribui idêntica eficácia na extracção da água do solo pelos diferentes sistemas de raízes, em conforto hídrico, mas com distribuição

especial também diferentes. No final, a *Agrostis* consome menos água do que o sobreiro porque este possui maior índice de área foliar ótimo e um ciclo vegetativo mais longo.

Até aqui, analisámos três processos eco-hidrológicos fundamentais responsáveis pela dinâmica da água do solo: a evaporação à superfície; a redistribuição da água do solo e a extracção pelas raízes, associada à transpiração. Entretanto, foi determinado o coeficiente cultural de base (K_{cb}) da gramínea e do sobreiro. O K_{cb} do sobreiro será utilizado na secção seguinte como parâmetro da equação hidrodinâmica do fluxo de seiva, destinada a estimar a água anualmente transpirada pelo sobreiro, em função da taxa diária da evapotranspiração de referência.

10

3.9 | Coeficiente cultural e modelação do fluxo de seiva para o escalonamento do fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera

No capítulo anterior analisámos, primeiro, o padrão vertical da extracção da água do solo enraizado pelo sobreiro e, depois, procedemos à conversão (escalonamento) da taxa de extracção (ou de variação) da água, na fonte, e a correspondente taxa transpiratória foliar (no sumidouro). Nessa conversão, o índice de área foliar (*LAI*) foi o factor de conversão utilizado. O modelo hidrológico em causa assume que a capacitância hídrica da árvore é numericamente insignificante (Nobel, 1991; Campbell & Norman, 1998).

O presente capítulo responde ao objectivo central que é a estimativa das necessidades hídricas do sobreiro, com base no conceito de “coeficiente cultural”, a escala relativa da evapotranspiração dos ecossistemas, recomendado pela *FAO* (*cf.* Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1994; Allen *et al.*, 1998). A técnica mais versátil para a quantificação do fluxo de água entre o solo/raízes e as folhas é aquele que permite medir a densidade de fluxo (u') da seiva bruta, por exemplo, numa secção transversal do tronco da árvore. Não tendo sido medida no sobreiro, u' é simulada com recurso à modelação matemática.

Veremos como este procedimento permite gerar séries diárias de u' , a da evapotranspiração de referência (ET_0), a evapotranspiração da superfície de referência, tomada como padrão (Smith *et al.* (1992). Estimado desta forma, o fluxo de seiva do pode ser facilmente integrado para períodos mais longos, nomeadamente, no ciclo anual. À partida, isto torna possível a estimativa da evapotranspiração real do sobreiro a nível anual, quer em torno da árvore quer ao nível da plantação.

3.9.1 | Estrutura hidráulica da planta e a hierarquia da densidade de fluxo de água no *SPAC*

Tradicionalmente, o coeficiente cultural, cujo símbolo genérico é K_c , é, em cada fase fenológica da espécie vegetal em causa, definido do ponto de vista hidrológico como o quociente entre a evapotranspiração máxima (ET_{max}) do fitossistema e ET_0 (a evapotranspiração da superfície “de referência” tomada como padrão, *cf.* Smith *et al.*, 1992). Essa definição exclui a evaporação da água interceptada pela folhagem, a

intercepção, E_i , mas, em rigor, esta componente deve ser tida em consideração no balanço hídrico do ecossistema, principalmente no período de integração anual.

Por conseguinte, a determinação rigorosa de ET_{max} deve incluir aditivamente a transpiração da água extraída do solo e a *intercepção* e também a evaporação (E_s) da água à superfície do solo. Mais detalhadamente, E_s tem uma parcela originada no solo ensombrado pela folhagem e outra parcela produzida à superfície do solo exposto directamente ao Sol. Estas fontes de vapor são “detectadas” pelos sistemas de medição identificados com o método da razão de Bowen, para grandes escalas espaciais.

As logísticas destinadas a determinar E_i e E_s no campo limitam o procedimento experimental e, por isso, a sua modelação constitui uma resposta adequada ao problema da minimização dos custos geralmente envolvidos na sua medição, por exemplo, recorrendo a torres metálicas com mais de 10 m de altura e munidas de instrumentação adequada para medições de fluxos convectivos do calor latente e do calor sensível, baseadas no método da razão de Bowen (David *et al.*, 1997; Paço, 2003; Silvestre, 2003; Baldocchi *et al.*, 2005).

A quantificação da *intercepção* foi até há poucos anos de certo modo ignorada, mas agora assiste-se a um crescente interesse da comunidade científica na medição (*e.g.*, Valente *et al.*, 1997; David, 2000) e simulação (Braud *et al.*, 1995; Friend *et al.*, 1997; Valente *et al.*, 1997; Engel *et al.*, 2005) desta fonte de vapor de água no ecossistema. Associado a episódios pluviométricos, E_i é uma parcela da evapotranspiração e, logo, do K_c . Salvo indicação contrária, K_c reporta-se às condições ambientais propícias ao máximo fluxo de vapor de água entre a superfície (solo, folhagem) e a atmosfera (ver *Secção* §3.9.2). Por isso, o K_c constitui um importante instrumento de estudos comparados sobre o uso da água pelas plantas, em princípio, independentemente do requisito da simultaneidade da medição entre as variáveis pertinentes e das diferenças edafoclimáticas entre diferentes ecossistemas (*cf.*, *e.g.*, Paço, 2003; Silvestre, 2003).

Estamos particularmente interessados na avaliação da importância eco-hidrológica de formações florestais dominadas pelo sobreiro (sobreirais), através da determinação do total anual (ΣU_{ano}) da taxa de extracção de água, com passo de integração diário.

Como já foi observado, o fluxo de seiva não medimos o fluxo de seiva no sobreiro; tão pouco foi determinada a área da secção transversal de fluxo xilémico. Ambos serão estimados aqui, com base na equação [3.56], formulada e testada para o efeito (*Secção* §3.9.3) contra o fluxo de seiva medido na azinheira por David (2000).

Para o enquadramento geral do tema do balanço hídrico em torno da árvore, recordamos que em solo insaturado e na ausência da contribuição freática (F) na evapotranspiração actual (ET) da planta, o balanço de massa (água) entre o solo e a planta determina que U explique a variação, ΔA , da água disponível no solo enraizado, entre superfície e uma “profundidade operacional”, $z_{r(max)}$, do solo enraizado.

Aqui, $z_{r(max)}$ tem de facto um sentido lato; tanto identifica a fronteira inferior da coluna de solo em torno da árvore onde ocorre a drenagem profunda, como a extensão horizontal do sistema de raízes na procura de recursos. De qualquer modo define o volume de controlo do solo onde o balanço hídrico é resolvido em torno da árvore. Assim, uma vez determinada a taxa do fluxo de água numa dada secção de fluxo, por exemplo, u' no tronco da árvore, impõe-se o seu adequado escalonamento espacial, em torno da árvore, de modo a estimar-se U , a taxa de extracção de água expressa por unidade de área do terreno.

A subida da água na árvore, entre o ponto de absorção na interface solo-raízes e as folhas onde é evaporada, envolve as várias secções de fluxo do *SPAC*, sendo cada uma caracterizada pela sua área seccional e pelo caudal que a atravessa transversalmente. Por isso, devido à necessidade de uma linguagem clara, é conveniente referirmo-nos à corrente transpiratória, entre o solo e as folhas e destas até ao ar, e nela distinguirmos, de acordo com cada secção de fluxo, as densidades de fluxo da transpiração da folha (*i.e.*, T_{rf} , por m^2 da superfície da folha) e da transpiração da folhagem (ou “da copa”; T_{rc}), do fluxo da seiva bruta (u') numa dada secção do tronco e da entrada da água nas raízes (u_r). Repetindo, é preferível, tal como a precipitação, que o fluxo em cada secção ou o fluxo integrado no domínio da árvore como um todo seja representado por U , como foi feito na secção precedente.

Neste sistema hidrodinâmico, assim estruturado, as variáveis apresentadas no parágrafo anterior são expressas em função do tempo, escrevendo-se $U(t)$, $T_{rf}(t)$, etc., podendo suprimir-se o (t), se não houver perigo de confusão. Para análise subsequente, assumimos que o fluxo da água (a densidade é constante) contra um dado gradiente de potencial entre o solo e a folhagem, observa a equação da continuidade hidrodinâmica, que significa, na mecânica de fluidos, densidade e massa constantes. Isto garante um caudal constante e permite estabelecer relações simples entre os caudais e áreas das secções hidráulicas envolvidas, tomadas duas a duas, ao longo da bio-conduta (árvore).

A hierarquia deste sistema hidráulico pode evidenciar-se pelos diferentes factores de escala (conversão) necessários às conversões numéricas entre os fluxos das diferentes

secções de fluxo. Uma dessas secções define a área de contacto solo-raízes, presente no volume de controlo do solo (*cf.* secção §3.8.2). A água infiltrada e residente no volume de controlo do solo (enraizado) pode perder-se por absorção e extracção (U) pela árvore, evaporação (E_s) à superfície (secção §3.8.4), drenagem profunda (D_r) e escoamento lateral (E_{sc}), todas componentes do balanço hídrico do solo. Na sua forma mais simples, num solo insaturado, o balanço hídrico escreve-se $U = -\Delta A$.

Na Secção §3.7 foi possível calcular ΔA (≤ 0) sazonal em todo o volume do solo enraizado, a partir da conversão da taxa transpiratória foliar (T_{rf} ; kg [vH₂O] m⁻² [folha] dia⁻¹), em que LAI (m⁻² [folhas] m⁻² [solo]) foi o escalar eleito como factor de conversão. Por sua vez, quando, de alguma modo, dispomos da taxa transpiratória da copa/folhagem ($T_{rc}(t)$), o factor de conversão é o índice da área foliar iluminada (L_i), determinado nas folhas expostas ao Sol sob irradiância suficiente para manter os estomas abertos.

Por isso, L_i foi identificado, também, com o “índice de área foliar transpirante” (entenda-se, transpiração estomática), processo que uma analogia “abre/fecha”, de ritmo circadiano, compara a uma fonte de luz intermitente e admite estar sujeito à irradiância “visível” superior ao valor crítico (I_c) de ~ 100 W m⁻², para a abertura/encerramento dos estomas (Nobel, 1991), na ausência de *stress* hídrico significativo. A propósito, o défice hídrico permanente de 30% na cultivar “Olwen” de trevo-branco (herbácea) fez aumentar I_c de ~ 60 (regado) para 160 W m⁻², em ambiente mediterrânico, na Estação Agronómica Nacional, Oeiras (*cf.* Lima, 1992: p. 213).

Quando, na presença do nível freático, as raízes logram alcançar a franja capilar, o balanço hídrico reduz-se a $U = F - \Delta A$ (com $F \geq 0$). Neste caso, uma estimativa mais segura da extracção da água disponível pela planta deve ser através do escalonamento da taxa transpiratória foliar (*i.e.*, $U = T_{rf} \cdot LAI$) ou do fluxo de seiva bruta. Isto implica conhecer a área foliar (A_F) e a área xilémica efectiva (A_X) de fluxo. Alternativamente, o consumo hídrico anual de uma plantação pode estimar-se, com satisfatória aproximação, com base na evolução anual da flutuação piezométrica do nível freático, como fizeram Engel *et al.* (2005) numa área reflorestada de *Eucalyptus camaldulensis*, nas pampas da Argentina.

Antes de simularmos a curva anual do fluxo de seiva, precisamos determinar coeficiente cultural do sobreiro, prosseguimos com o estudo do coeficiente cultural.

3.9.2 | Coeficiente cultural de base e extracção sazonal máxima de água pelo sobreiro em conforto hídrico

O “coeficiente cultural de base” (K_{cb}) representa o quociente entre a taxa de extracção máxima (U_{max}) de água pela planta e a evapotranspiração de referência (ET_o) simultânea, em condições de fluxo da corrente transpiratória ditas “de base”. As “condições de base” são definidas por Smith *et al.* (1992), Ayars & Hutmacher (1994) e Burman & Puchop (1994), tal que U_{max} , de acordo com a lei da conservação da massa, iguala a variação (ΔA) da água disponível no solo enraizado, quando a camada superficial do solo está seca ($E_s = 0$), e a contribuição do nível freático é nula ($F = 0$). Verificadas essas condições, pode escrever-se:

$$K_{cb(max)}(t) = \frac{U_{max}(t)}{ET_o} \quad [3.54]$$

ET_o representa as necessidades hídricas da “superfície de referência” consistentes com a resistência (mínima) de coberto igual a $r_{c,o} = 70 \text{ s m}^{-1}$, albedo igual a 0.23 e $LAI = 2.88 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998). Esta resistência mínima é equivalente à condutância estomática (máxima) do coberto, $g_{c,o} = 600 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$, ou seja, 14.3 mm s^{-1} , a $20 \text{ }^\circ\text{C}$ e $p_a = 101.3 \text{ kPa}$, ao nível médio do mar.

Se a taxa de extracção de água, determinada pelo método discutido na secção anterior, permitiu aceder ao K_{cb} primaveril, a necessidade do ajustamento da curva anual $U(t)$, com passo de integração diária, pode ser suprida, de uma forma alternativa, pela medição ou simulação do fluxo de seiva (u') no tronco (*vide* §3.9.3), seguida da sua adequada conversão (escalonamento) para todo o domínio local (micro-escala) do contínuo, *SPAC*, em torno da árvore. Paralelamente, a determinação independente de U ($= -\Delta A$) e de E_s permite separar as parcelas do K_c que são K_{cb} ($= -\Delta A/ET_o$) e o “coeficiente de evaporação” ($K_e = E_s/ET_o$) do ecossistema, de acordo com o designado modelo “dual” do coeficiente cultural (*cf.* Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998).

Por estarmos interessados no cálculo do consumo anual (*i.e.*, ΣU_{ano}) da água pelo sobreiro, digamos, o seu impacte hidrológico local, o tratamento separado entre os totais diários de U e E_s será feito aqui, primeiro, para as árvores individualizadas e, depois, para a plantação, cujo número de árvores por hectare determina o grau de cobertura vegetal, C . Quanto à evaporação da água no solo, já sabemos que na estação quente e

seca primaveril, a água evaporável (ΣE_s) pode ser totalmente cedida à atmosfera no período de cerca de uma semana, após o fim das chuvas. Mas, para uma árvore cujas raízes alcancem o nível freático (*i.e.*, $F > 0$), ΔA será menos negativo do que é exibido por uma testemunha que explore apenas toda a água disponível da zona vadosa ($F = 0$);
5 quando se verifica a condição $F > 0$, o coeficiente cultural de base a equação [3.54] prevê uma aparente diminuição, caso o numerador seja igualado a $-\Delta A$.

Nestes casos, é conveniente determinar o uso da água pela árvore por um método alternativo e credível, sustentado biofisicamente pela medição da taxa transpiratória e pelo índice de área foliar total, ou por uma classe dele, o escalar conveniente para
10 converter a transpiração foliar por unidade de área do terreno.

Neste ponto, anotamos que, apesar de o conceito de coeficiente cultural ter sido originalmente concebido para uma canópia (Smith *et al.*, 1992), não gera ambiguidade aplicá-lo igualmente a uma “árvore individualizada” (isolada ou não) ou a uma “árvore isolada”: a diferença é que uma “árvore individualizada” pertence a uma comunidade e
15 pode interagir (geralmente é o caso) com as árvores vizinhas, enquanto que, uma “árvore isolada” não interage com nenhuma outra, o que pode acontecer em formações vegetais esparsas.

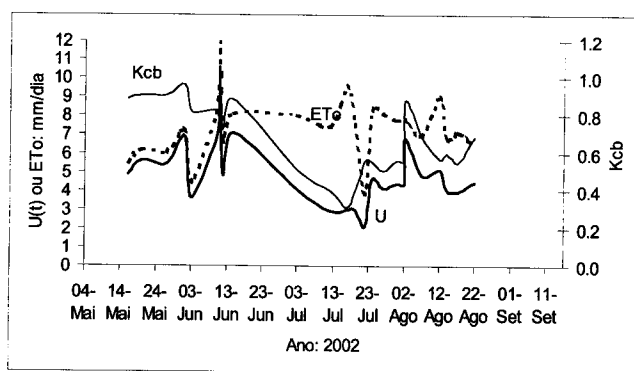
O estudo da extracção da água do solo pelo sobreiro começa por ser feito localmente, à escala espacial em torno da árvore, com base no esquema de superfície que
20 designamos “associação em série *solo [ensombrado] × árvore*” e, depois, extrapolado para a extensão do ecossistema esparsa, abstraída como uma “associação em paralelo *solo [exposto ao Sol] + árvore*”; nesta representação, as componentes de fluxo na componente vegetal e no substrato são tratadas que forma independentes um do outro.

Tal como foi descrito, o esquema da superfície inclui a evaporação da água do solo,
25 cuja determinação experimental foi feita apenas durante uma semana com o objectivo de estimar a resistência difusiva da superfície do solo.

Na contabilidade eco-hidrológica do ecossistema, a evaporação (E_s) da água à superfície do solo adiciona-se à transpiração/extracção na definição da evapotranspiração (ET) da plantação. A não ser que se disponha de uma logística
30 complexa, existem dificuldades práticas quanto à determinação contínua da E_s no campo. Por isso, tentaremos mais adiante explorar a possibilidade de relacionar E_s e *intercepção*, E_i , numa abordagem de compromisso para aceder à evapotranspiração do ecossistema.

Regressamos, agora, à extracção da água do solo pelo sobreiro ilustrada na Fig. 3.47 pela evolução simultânea das taxas diárias $U_{\max}(t)$ e $ET_o(t)$. No mesmo gráfico, o valor corrente de K_{cb} acompanha a curva da ET_o apenas quando há conforto hídrico no solo. Quando as curvas $U(t)$ e $K_{cb}(t)$ não acompanham a curva da ET_o , isto significa que a depleção da água disponível no solo provoca a diminuição da transpiração. Neste caso, o coeficiente cultural de base é ajustado por um factor adimensional (0–1) que quantifica o défice hídrico resultante, passando a referir-se ao “coeficiente cultural de base ajustado” ($K_{cb, aj}$), ou “reduzido”.

10



15

20

Fig. 3.47 Evolução simultânea da taxa diária de extracção ($U(t)$) da água disponível pelo sobreiro (plantas, P1 a P4) e da ET_o , em mm dia^{-1} , em conforto hídrico natural (até 30 de Junho) ou regadas (após 19/Julho); a curva “ K_{cb} ” identifica dois períodos de conforto e um intermédio de *stress* hídrico. Período: 15/Maio a 23/Ago. Mitra, 2002.

Recorda-se que as medições em condições de conforto hídrico foram feitas em quinze datas, no período de trinta dias, entre 15 de Maio e 15 de Junho. Em conforto hídrico, a média sazonal da taxa de extracção máxima de água foi $\langle U_{\max}(t) \rangle = 6.44 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$ (ou mm dia^{-1}), enquanto a evapotranspiração de referência média da $ET_o(t)$ foi 7.58 mm dia^{-1} . Assim, quociente cultural é $K_{cb(\max)} = K_{cb} = 6.44/7.58 = 0.85$. (Para os trinta dias indicados, a ET_o média foi 7.63 mm dia^{-1}).

A correlação positiva entre $U_{\max}(t)$ e $ET_o(t)$ degenerou-se a partir de *ca.* de 30 de Junho, quando a taxa relativa da transpiração reduziu-se para valores $\leq 50\%$ de $\langle U_{\max}(t) \rangle$, uma restrição atribuída ao potencial matricial (ψ_m) decrescente no solo. Contudo, em 23 de Julho, foi recuperada a correlação positiva entre $U_{\max}(t)$ e $ET_o(t)$, decorridas ~ 72 horas após o início do período de rega localizada do sobreiro. O objectivo foi repor a água disponível do solo, em diferentes profundidades,

concretamente, nas camadas 30-40 cm e 100-120 cm de profundidade. Em dois sub-períodos de conforto hídrico (15 de Maio a 15 de Junho e 19 de Julho a 23 de Agosto, 2002), que duraram respectivamente 30 e 35 dias, o sobreiro recuperou a taxa de extracção média, de 2.23 para 5 e 6 mm dia⁻¹, e o intervalo típico de $K_{cb(max)}$.

5 Associado à evolução da curva actual $K_{cb}(t)$ (Fig. 3.47) no período de carência hídrica, entre 30 de Junho e 19/22 de Julho, $U(t)$ decresceu continuamente segundo uma curva não paralela a ET_o ; veja-se que a curva $U(t)$ observada não é senão o escalonamento da curva $T_{rc}(t)$ (Fig. 3.26) multiplicada por $\langle L_i \rangle$ ($= 1.56 \text{ m}^2$ [folhas] m^{-2} [solo]). É clara a evolução sincronizada entre as curvas $U(t)$ e $ET_o(t)$; nota-se uma
10 correlação (e sensibilidade) positiva, quando a água do solo é abundante.

Pelo contrário, com água disponível limitante, a sua acessibilidade à planta é restringida pelo potencial matricial decrescente no solo e a curva $U(t)$ “diverge” cada vez mais de $ET_o(t)$. Ou seja, $ET_o(t)$ aumenta e $U(t)$ diminui (sensibilidade negativa).

A inversão do tipo de correlação entre $ET_o(t)$ e $U(t)$ é induzida pela variação sazonal
15 da água do solo. Quando esta é limitante, $U(t)$ é limitada pelo potencial matricial e pela condutividade hidráulica do solo de forma não linear. O efeito da progressiva diminuição de ψ_m sobre o estado hídrico da planta reflecte-se na concomitante diminuição do potencial hídrico foliar de pré-alvorada, dito de base (ψ_b) (Lange *et al.*, 1987; Lima, 1992; David, 2000), bem como no decréscimo da condutância estomática
20 (g_e) difusiva (*e.g.*, Campbell & Norman, 1998). Efectivamente, identifica-se um valor crítico (ψ_c) do potencial hídrico em folhas sujeitas à desidratação (*i.e.*, em espécies mesófitas) que despoleta o encerramento dos estomas e cuja consequência é manter o potencial de pressão da parede, necessária ao crescimento celular (Körner, 1995; Campbell & Norman, 1998; Koch *et al.*, 2004).

25 Com conforto hídrico no solo e luz saturante, a correlação positiva entre $ET_o(t)$ e $U_{max}(t)$ é intermediada pela condutância estomática que tende a aumentar de forma a que U_{max} se aproxima o mais possível da ET_o corrente. Todavia, no regime pluvial do bioma mediterrânico, a correlação positiva $ET_o(t)$ vs. $U_{max}(t)$ transita para uma correlação negativa, normalmente no fim da Primavera, devido à carência hídrica estival
30 que experimenta a árvore. Adicionalmente, verificou-se que, após o sobreiro ter estado sujeito a um prolongado período de carência hídrica, a reposição da água disponível (rega, no Verão) induziu a recuperação de $U_{max}(t)$ que, em última instância, pode ser justificada através do aumento da condutância estomática. A comparação entre a taxa de

extracção das árvores regadas e as deixadas em sequeiro (tratamento testemunha), permite quantificar o défice hídrico que afectou o sobreiro, durante o fim da Primavera e ao longo do Verão, até o início da nova estação das chuvas, em meados de Setembro.

Para termos outra referência para o défice hídrico estival, em Évora, num solo com $CU = 85$ mm, no ano climático típico, o défice hídrico tende a variar entre 317 mm (*i.e.*, 1921 a 1950) e 108 mm (*i.e.*, 1951 a 1980), entre Maio/Junho e Setembro/Outubro (*ca.* 150 dias), de acordo com o método do balanço hídrico de Thornthwaite-Mather, elaborado com o *software* codificado por Mendes (1992). O “mês mediano” tanto pode ser Maio (série: 1921 a 1950) como Agosto (série: 1951 a 1980), em função do padrão anual da pluviometria. O primeiro caso define um regime pluviométrico médio, com $P = 631$ mm ano⁻¹ de chuva e, o segundo, caracteriza um ano muito húmido, com $P = 1566$ mm ano⁻¹, situando D_s em 17% e 20% de P , respectivamente.

Num ano húmido em que se não verificasse défice hídrico no solo, a correlação positiva entre $ET_o(t)$ e $U_{max}(t)$ não sofreria inversão e a curva $U_{max}(t)$ representaria o limite superior da taxa de extracção de água pelo sobreiro e o seu integral determinaria o impacto eco-hidrológico máximo desta espécie. Não sendo o ano suficientemente húmido (a regra), o “andamento sincronizado” das curvas $ET_o(t)$ e $U(t)$ pode ser experimental ou dedutivamente repostos para fins de simulação. Usamos este procedimento no cálculo de U_{max} e $K_{cb(max)}$, como veremos nos parágrafos seguintes. Primeiro, é feita a sua aplicação ao período de conforto hídrico primaveril e, depois, alargado a todo o ano civil (dias 1 a 365).

Em relação ao período de conforto hídrico (15 de Maio a 15 de Junho; 2002), a curva observada $U(t)$ (Fig. 3.47) permite determinar a média do coeficiente cultural $\langle K_{cb(max)} \rangle = 0.85 \pm 0.07$ ($n = 10$ datas), entre o mínimo 0.73 (em 3 de Junho, com advecção de ar fresco e húmido) e o máximo 0.96 (no dia 11 de Junho, caracterizado por advecção de ar quente e seco). Nos sobreiros regados (19/Jul. a 23/Ago.), a rega teve início após a acumulação de 69% de défice transpiratório e o efeito da reidratação conduziu à média sazonal do coeficiente cultural para $\langle K_{cb} \rangle = 0.65 \pm 0.11$ ($n = 8$ em 11 datas, para valores > 0.52), entre o mínimo 0.55 (efeito retardado da “seca”) e o máximo 0.88 (2/Ago.); em média, $\langle K_{cb} \rangle$ do tratamento de rega (no Verão) satisfaz 76% da média observada na Primavera. Isto equivale a um défice hídrico relativo de 24% para os sobreiros. Por isso, retemos para análise posterior o coeficiente cultural de base observado na Primavera.

O ligeiro défice hídrico dos sobreiros regados pode estar associado ao facto do volume do de solo humedecido por gotejamento representar uma pequena fracção (com ~40 cm de profundidade) do volume total de solo enraizado e totalmente humedecido na Primavera, como revelaram os perfis verticais iniciais da humidade do solo. Mesmo
5 assim, vimos que a recuperação da taxa transpiratória dos sobreiros regados foi rápida (~72 h) o que sugere emissão e concentração da maior parte das raízes finas, colectoras de água e nutrientes, na camada superficial do solo com 30 a 40 cm de profundidade. López *et al.* (2001) observaram que 70% da distribuição vertical da densidade e do índice de área das raízes finas de uma floresta densa de *Q. ilex* (com 40 anos e $LAI =$
10 3.63), na Catalunha, se localizavam entre 30 e 40 cm de profundidade.

Até aqui fizemos a síntese da evolução da taxa de extracção de água pelo sobreiro, estimada a partir da taxa transpiratória. Para respondermos ao objectivo de escalonar o fluxo de água no *SPAC* e de determinar, por via não destrutiva, a área xilémica hidroactiva, prosseguimos com uma reinterpretação do estudo de David (2000), sobre o
15 fluxo de seiva medido no tronco da azinheira, na Mitra.

3.9.3 | **Meta-análise sobre o fluxo de seiva da azinheira (David, 2000) para a identificação do algoritmo de determinação da área xilémica efectiva**

A. *Sobre o paradigma da meta-análise e o enquadramento temático do tema*

O paradigma da presente meta-análise é o trabalho de Maria Teresa Soares David
20 (2000) sobre a interceptação e transpiração (fluxo de seiva) na azinheira. Aquela autora estimou a “taxa transpiratória” da azinheira a partir da medição do fluxo de seiva no tronco pelo método de Granier (MG), por ela descrito, tendo sido aqui resumido “Material e Métodos”.

O MG é usado em Portugal, desde 1992, pela equipa do Departamento de Estudos
25 Florestais do Instituto Superior de Agronomia (ISA) (*cf.* David, 2000), existindo, já, uma base de dados com uma dimensão razoável, albergando espécies lenhosas florestais (David, 1995; 2000; David *et al.*, 1997) e de pomares (Silvestre, 2003; Paços, 2003).

Entre outras vantagens, pela sua simplicidade de funcionamento automático e registo contínuo de dados, elevada sensibilidade e baixo custo, o MG é, deveras, apelativo.
30 Semelhante ao MG é o método de Cohen (MC), de aquecimento intermitente (pulse de calor). A estes métodos atribui-se a subestima da taxa transpiratória entre 43% e 67%,

digamos, tipicamente 55%, em relação ao primeiro, e ambos são usados para intercalibração mútua (cf., David, 2000). Estes dois métodos requerem, ainda, a determinação, geralmente destrutiva, da área seccional do fluxo xilémico da seiva.

Doravante, centremos a atenção no MG, o método mais generalizado, e atribuamos a aparente subestimativa do fluxo de seiva a duas fontes, a saber: *i*) ao desempenho físico do método, propriamente dito, associado ao algoritmo de conversão (dito “universal”) do “índice térmico de fluxo / densidade de fluxo volumétrico”, em uso corrente, e *ii*) à medição da área do xilema.

Um dos propósitos desta meta-análise é a reavaliação quantitativa das “taxas transpiratórias” da azinheira apresentadas por David (2000), com base no MG, e reportadas a condições edafoclimáticas de máximo fluxo (*i.e.* máximo *input* energético no fitossistema e potencial hídrico no solo relativamente alto e ≥ -0.75 MPa). Para isso, são, inicialmente, explorados os argumentos matemáticos que a alometria oferece à técnica do escalonamento espacial da informação para, depois, chegarmos à expressão definitiva da equação de escalonamento do fluxo de água na árvore e no *SPAC*.

Recordamos, também, que o fluxo de água no *SPAC* é conceptualmente enquadrado pelo modelo de “potenciais de fluxo / resistências”, em catenária, a equação de van den Honert (1948; cf., Salisbury & Ross, 1985; Lhomme *et al.* 1991), sendo que a resistência hidráulica, R_p , da planta (Abdul-Jabar *et al.*, 1984) é calculada pela equação [3.59] (*vide p.* 223; cf. Quadro 3.28).

Quadro 3.28. Unidades da resistência hidráulica (R_p) da planta em função das unidades da taxa de fluxo de água e do potencial hídrico.

Caso	Taxa transpiratória (E_f)	Potencial hídrico (Ψ)	Resistência hidráulica (R_p)
I	mm h^{-1}	MPa	MPa h mm^{-1}
II (S.I.)	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ (J kg^{-1})	$\text{kg}^{-1} \text{m}^4 \text{s}^{-1}$
III	mm h^{-1}	m	<i>h</i>

25

Apesar de ser recomendável exprimir as unidades das variáveis físicas no *Système International (S.I.) d' Unité* (cf. “caso II”, Quadro 3.28), usamos aqui o “caso III”, a escala utilizada por Abdul-Jabar *et al.* (1984). Já, David (2000) prefere o “caso I”. Identificamos, a seguir, uma “lista de referência” da resistência hidráulica da planta, maioritariamente compilada por Abdul-Jabar *et al.* (1984) e utilizada, por exemplo, no modelo numérico de produtividade vegetal *CropSyst* (Stockle, 1992).

30

As “listas” de parâmetros de fluxo de água no *SPAC* são úteis ao enquadramento da nossa abordagem no âmbito da eco-hidrologia comparada. Para além da resistência hidráulica, são elaborados quadros de referência para a condutância estomática e taxa específica de extracção de água pelas raízes.

5

B. Escolha de um referencial para a resistência (condutância) hidráulica da planta

Os valores típicos da resistência hidráulica (R_p) aparente referentes a diversas espécies vegetais cultivadas (Abdul-Jabar *et al.*, 1984) indicam médias de R_p muito semelhantes (Quadro 3.29); a soja (*Glycine max* L.) tem a menor resistência e o arroz, a maior. A exclusão da soja (“caso III”, Quadro 3.28) implica a média $R_p^* = 3.34 \cdot 10^5 h$ ($\pm 1.32 \cdot 10^5 h$, $n = 5$), mas, com ela, $\langle R_p^* \rangle = 2.92 \cdot 10^5 h$ ($\pm 1.57 \cdot 10^5 h$; $n = 6$). Identificamos a média $\langle R_p \rangle = 3 \cdot 10^5 h$, doravante tomado como valor de referência.

Em particular, Abdul-Jabar *et al.* (1984) estudaram a luzerna (*Medicago sativa* L.) e verificaram, no ciclo diurno, que R_p se manteve praticamente constante, entre as 7:00 h e as 15:00 h do mesmo dia, com média igual a $1.97 \cdot 10^5 h$; notaram, ainda, que na sua evolução diurna, R_p teve um comportamento independente do gradiente do potencial hídrico, para taxas transpiratórias inferiores a $0.2 \text{ mm } h^{-1}$ ($\text{kg m}^{-2} [\text{folha}] h^{-1}$), durante o mesmo período. Para comparação, verificaram que a resistência hidráulica do solo franco-limoso, então estudado, foi muito inferior, *i.e.*, $R_s = 698 h$, apenas 0.35% da R_p da luzerna. Estes resultados mostram, por um lado, que a maior resistência ao fluxo de água, no *SPAC*, se localiza na própria planta e que, por outro lado, em conforto hídrico, diferentes espécies vegetais tendem a desenvolver resistências hidráulicas idênticas.

Em condições mediterrânicas (Portugal), esta tendência foi verificada em diferentes espécies regadas (Quadro 3.29; “Grupo II”), sendo os valores da R_p semelhantes às da “lista de Abdul-Jabar”. São exemplos, em solos aluvionares modernos, a R_p do *Trifolium repens* cv. “Olwen” regado igual a $2.83 \cdot 10^5 h$ ($\pm 3.92 \cdot 10^4 h$, $n = 11$; *cf.* Lima, 1992), enquanto numa cultura de milho (*Zea mays*) foi $3.99 \cdot 10^5 h$ (Lima, 1996, $n = 16$). Entre as quercíneas no “Grupo III”, R_p do sobreiro é apenas 1.21 vezes superior a R_p do arroz; a resistência da azinheira parece efectivamente sobrestimada, quando sabemos que partilha a condutância estomática máxima com o sobreiro.

A azinheira e o sobreiro formam, não raro, uma comunidade e espera-se que exibam resistências hidráulicas semelhantes, entre si, pelo menos em conforto hídrico. Na azinheira em conforto hídrico (*i.e.*, ψ_b (ou $\langle \psi_s \rangle$) = -0.05 MPa), David (2000) observou

$\Psi_{f(\min)} = -3.2$ MPa, enquanto Lange *et al.*, (1987; p. 159) mediu -3.2 MPa no sobreiro, também. Apesar destas semelhanças entre parâmetros de fluxo de água entre a azinheira e o sobreiro, David (2000; p. 104) estimou, para a primeira, 12.03 MPa h mm^{-1} (“caso I”, Quadro 3.28) para a resistência hidráulica média sazonal.

5

10 Quadro 3.29. Resistência (R_p) da planta de seis espécies herbáceas cultivadas (Abdul-Jabar *et al.*, 1984) e as resistências do trevo branco (*Trifolium repens* L., Lima, 1992; Lima *et al.*, 1996), do milho (*Zea mays* L.; Lima, 1996), do sobreiro (*Quercus suber* L.) e da azinheira (*Q. rotundifolia* Lam.), em ambiente mediterrânico (Portugal).

Espécies (Grupo I)	R_p (horas)	Fonte ou local (ano), autoria
Sorgo (<i>Sorghum bicolor</i> L.)	$2,70 \cdot 10^5$	Abdul-Jabar <i>et al.</i> (1984)
Milho (<i>Zea mays</i> L.)	$3,10 \cdot 10^5$	
trevo branco (<i>Trifolium repens</i> L.)	$3,40 \cdot 10^5$	
Arroz (<i>Oriza sativa</i> L.)	$5,50 \cdot 10^5$	
Luzerna (<i>Medicago sativa</i> L.)	$2,00 \cdot 10^5$	
Soja (<i>Glycine max</i> L.)	$8,00 \cdot 10^4$	
Ambiente mediterrânico		
Grupo II	R_p (horas)	
Milho	$3,99 \cdot 10^5$	Alvalade-Sado (1995) (Lima, 1996)
<i>Trifolium repens</i> L. cv.	$2,83 \cdot 10^5$	Oeiras (1990) (Lima, 1992)
Média (II)	$3,32 \cdot 10^5$	
Erro-pad	$5,99 \cdot 10^5$	
Grupo III	R_p (horas):	Mitra (1996/97)
Azinheira (<i>Quercus rotundifolia</i> Lam.)	$\sim 16 \cdot 10^5$	(convertido de David, 2000; ver texto)
Sobreiro (<i>Quercus suber</i> L.)	$6.69 \cdot 10^5$	Mitra (2001;2002) (este estudo)

15 A transpiração máxima da mesma azinheira ($L_i = 1.3$ m^2 m^{-2}) foi 0.2 kg m^{-2} [solo] h^{-1} (média diária; cf. Quadro 3.30); para o meio-dia solar multiplica-se por $\pi/2$; da substituição destes valores na equação [3.49] (p. 223), resulta a resistência $\langle R_{p(Az)} \rangle = 10.0$ MPa h mm^{-1} (ou 13.0 MPa h mm^{-1} se o fluxo é expresso por unidade de área da folhagem). Para além desta resistência ser diferente da que consta do Quadro 2.29, estes

valores da $\langle R_{p(Az)} \rangle$ são, respectivamente, 2.35 e 1.96 (em média 2.16) vezes superior às homólogas obtidas para o sobreiro (p. 161 e 162; Quadro 3.29, III).

A conclusão a tirar desta síntese é que a resistência hidráulica da azinheira, tal como foi determinada por David (2000) foi sobrestimada devido à subestimativa do fluxo de seiva pelo método de Granier. Mas este cenário é incompatível com a tendência que as espécies arbóreas de diferentes biomas apresentam para em torno de uma condutância estomática máxima (g_{\max}) semelhante (Körner, 1995). A justificação da análise em curso pede que se estabeleça, tal como para a resistência (ou condutância) hidráulica, uma referência para g_{\max} , no ciclo diário, como se faz a seguir.

10

C. | Escolha de um referencial para a condutância estomática

Vimos (p. 15) que o efeito da pressão atmosférica (p_a) sobre o coeficiente de difusão molecular ($D_j(T, p_a)$) não é explícita, mas, o efeito absoluto da temperatura sobre D_j persiste na forma da potência $T^{0.75}$ (cf. Campbell & Norman, 1998). Ou seja, expresso em termos de “sensibilidade”, o efeito relativo da variação térmica $\Delta T = 1$ K sobre $D_j(T, p_a)$ é da ordem de $2(301^{0.75} - 300^{0.75}) / (301^{0.75} + 300^{0.75}) = 0.0025$, isto é, apenas 0.25%. Este é, também, o efeito esperado da temperatura sobre a condutância difusiva numa superfície plana, como a folha de uma planta, mas, aqui, sujeito à regulação fisiológica.

Na folha transpirante de uma planta, a condutância difusiva do vapor de água na cavidade estomática varia com o grau de abertura dos estomas. Os estomas respondem às variáveis ambientais que regulam a transpiração por unidade de área foliar (i.e., irradiância (I), DPV), para prevenir valores do potencial hídrico foliar perigosamente baixos, e às variáveis ambientais que afectam a fixação do CO_2 (I , temperatura (T)), para a fotossíntese (Ewers *et al.*, 2000). Jarvis (1987) propôs a relação multiplicativa $g_e = g_{e(\max)} f_1(DPV) f_2(\theta) f_3(T) f_4(I), \dots$ para quantificar a resposta não linear dos estomas aos factores ambientais em função de várias funções de restrição (f_1, \dots) do valor máximo.

Em função das condições ambientais prevalentes e da escala temporal das medições efectuadas, cada um dos factores de ajustamento (f_1 a f_4) pode ter efeito neutro ($f = 1$), ou não ($0 \leq f \leq 1$), na estimativa da condutância estomática; $g_{s(\max)}$ é a condutância máxima medida em folhas maduras expandidas, antes da senescência, quando a árvore cresce em condições hídricas e nutricionais favoráveis (Körner, 1995). Do ponto de vista da ligação termodinâmica entre a planta e o ar, g_e tem sido geralmente

30

modelada em função do *DPV* (equação [3.50]; *p.* 163), como se conclui de Monteith (1995), McAnaney & Itier (1996), Oren *et al.* (1999), Lhomme *et al.* (2001).

Por exemplo, Ewers *et al.* (2000) verificaram que durante o período de crescimento, a condutância estomática (g_e) do *Pinus taeda* L., na Carolina do Norte (U.S.A.),
5 diminuiu, no curto e no longo prazo, em função do *DPV* e à diminuição da água disponível no solo; na estação fria e com alto teor volumétrico da água no solo (θ), a irradiância acompanhou *DPV* no controlo da condutância; g_e foi limitada quando $T_{min} < 10$ °C. Em ambiente mediterrânico, em Salamanca (Espanha), Mediavilla & Escudero (2004) observaram o mesmo comportamento dos estomas de *Quercus rotundifolia* Lam.
10 e do *Q. faginea* Lam., sob o efeito do aumento da secura do ar e do solo. Ora, a existência de uma relação funcional $g_e(\theta)$ (ou $g_e[\psi_m(\theta)]$) sustenta um modelo hidráulico da condutância estomática, com base em relações do tipo esboçado na equação [3.51] (*p.* 164). Aí, para *DPV* suficientemente pequeno, $g_e \rightarrow g_{max}$.

Para níveis adequados de água disponível e irradiância, espera-se uma g_{max} diária
15 relativamente conservativa, numa atmosfera estável. Até porque, a variabilidade da densidade e índice estomáticos entre espécies diferentes, não parece ser suficiente para determinar padrões diferentes de consumo de água em conforto hídrico (Salisbury & Ross, 1986; Abrams *et al.*, 1994; Körner, 1995).

A irradiância (sem intermitência ao longo do dia) é invocada aqui para justificar uma
20 analogia “abrir/fechar” da abertura dos estomas com o ligar/desligar de um interruptor de luz no período circadiano, com a alternância dos dias e das noites, e para a divisão abrupta da folhagem numa zona de luz e noutra de sombra. Como corolário desta analogia é atribuído à fracção iluminada (f_i) da folhagem a preponderância na transpiração (função do *DPV*) (e na fotossíntese), durante o período de luz.

25 Quanto à possibilidade de uma g_{max} genérica relativamente constante, principalmente se a irradiância e o *DPV* o forem, a assunção encontra eco no trabalho de revisão de Körner (1995) sobre a “condutância estomática máxima” (digamos, g'_{max}) no ciclo vegetativo dos principais biomas terrestres (BT). Körner (1995) criou uma criteriosa base de dados e efectuou análises de variância que o levaram a concluir não haver
30 justificação para a atribuição de diferentes valores de g'_{max} aos principais BT, dominados por espécies lenhosas de num total de 8 grupos e 151 espécies.

Do total, figuravam 35 espécies mediterrânicas arbórea-arbustivas; para estas Körner (1995) obteve a média da condutância estomática $\langle g'_{max} \rangle = 203 \pm 100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,

valor semelhante ao do total (a com variação de $\pm 11\%$ da média para cada tipo de vegetação), de que realçamos, para o género *Quercus*, $\langle g'_{\max} \rangle = 308 \pm 72 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Na referida “lista de Körner” não consta nem a azinheira nem o sobreiro. A nossa g_{\max} não é absoluta, no ciclo vegetativo, como a da tipologia de Körner, mas, sim, um máximo diurno igual à “ g_{pot} ” da mesma classificação, dita “condutância estomática potencial” (Körner, 1995), o valor máximo observado em cada dia, logo, variável com o estado fenológico, água no solo e outros factores ecofisiológicos. No entanto, na Primavera e num dado momento deve acontecer $g_{\max} = g'_{\max} = g_{\text{pot}}$ nos ecossistemas de climas temperados. A nossa g_{\max} sazonal é representada pela média $\langle g_{\max} \rangle$.

10 Neste estudo (entre 15 de Maio e 15 de Junho de 2002), a condutância máxima do sobreiro foi, em média, $\langle g_{\max} \rangle = 355 \pm 144 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$ (com $PAR = 1320 \mu\text{mol [fotões] m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$, segundo o plano da folha); $DPV = 0.8$ a 3.5 kPa e $T_a = 25$ a $35 \text{ }^\circ\text{C}$). Quanto à azinheira, em condições atmosféricas idênticas e na mesma zona, David (2000) registou, no dia 30/06/1997, $\langle g_{\max} \rangle = 310 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Quadro 3.30), num ambiente atmosférico caracterizado por $T_a = 25 \text{ }^\circ\text{C}$, $R_g = 700 \text{ W m}^{-2}$ ($PAR = 1540 \mu\text{mol [fotões] m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e $DPV = 1.5 \text{ kPa}$ ($HR = 0.53$). Tratando-se de medições na Primavera, todas estas g_{\max} são compatíveis, entre si, dentro do erro típico, e correspondem à g'_{\max} da “lista de Körner”.

20 Posto isto, a conclusão aponta para a convergência (evolutiva?) da condutância estomática máxima da azinheira e das espécies lenhosas dos principais biomas terrestres, à escala global, com a do sobreiro, mas em evidente conflito com no que se refere à resistência (condutância) hidráulica da árvore (*vide* Quadro 3.29). Por isso, a elevada resistência hidráulica ($R_{p(Az)}$) da azinheira (David, 2000) revela-se atípica em relação quer à resistência hidráulica do sobreiro quer à “lista de Abdul-Jabar” (Abdul-Jabar *et al.*, 1984).

30 O aparente conflito entre os parâmetros de fluxo de água (R_p e g_{\max}) da azinheira, só pode explicar-se com base na incerteza associada ou ao método de medição do fluxo volumétrico (u' , $\text{m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ [xilema] s}^{-1}$) de seiva ou ao algoritmo de conversão deste em densidade de fluxo da extracção de água pela árvore ou, ainda, ambas as causas são responsáveis. Mais, a verificar-se a inexistência de qualquer imprecisão do método de medição ou do algoritmo em uso corrente, o modelo da resistência hidráulica de van den Honert e a associada e consensual teoria da coesão-tensão (Zimmermann, *et al.*, 1993; Ryan & Yoder, 1997) para a ascensão da seiva teria que ser integralmente revista.

Assim, a condutância estomática máxima da azinheira não poderia sustentar a “taxa transpiratória” (de facto, fluxo de seiva) de apenas $0.17 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (cf. David, 2000), mas, na verdade, $0.311 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ “corrigida” (esta meta-análise). Nota-se que o primeiro valor explica apenas $0.547 (= 0.17/0.311)$, ou $\sim 54.7\%$, da taxa transpiratória observada na folha. Isto quer dizer que estamos perante uma “subestimativa” de $\sim 45.3\%$, aquele que é tipicamente atribuído ao método de Granier (MG). O factor de correcção do fluxo de seiva, parece, pois, ser igual a 2.21!

Ora, é questionável que o método de dissipação de calor de Granier, especificamente concebido para estimar o fluxo de seiva, seja caracterizado pela incerteza! E que dizer do método associado para a determinação destrutiva da área do xilema no tronco?

O facto dos parâmetros de fluxo máximo, R_p (Abdul-Jabar *et al.*, 1984) e g_{\max} (Abrams *et al.*, 1994; Körner, 1995) apresentarem uma tendência convergente entre diferentes tipos vegetais arbóreo-arbustivo, constitui razão bastante para inscrever a azinheira nos mesmos grupos. Este é, por isso, um argumento fiável à conclusão de que a $R_{p(Az)}$ medida (David, 2000) foi sobrestimada. Para além do valor apresentado na página anterior, com base na transpiração, a análise aponta para um factor de sobrestimação médio o valor de 2.16, com base na resistência hidráulica do sobreiro.

A implicação imediata da sobrestimativa da $R_{p(Az)}$ é a subestimativa proporcional do fluxo da seiva da azinheira e de todos os outros fluxos que constituem a corrente transpiratória e associados em série, nomeadamente, a taxa de extracção máxima (U_{\max}). A seguir elaboramos o quadro de referência para a taxa de extracção de água.

D. | Escolha de um referencial para a taxa de extracção da água do solo

Se há convergência inter e intra-específica de R_p e g_{\max} , o mesmo é esperado da U_{\max} , logo, da condutividade hidráulica máxima ($k_{s(\max)}$) das raízes. De facto, a partir de nove fontes diferentes, Hasegawa & Kasubuchi (1993) compilaram, interpretaram e concluíram que a “taxa específica de extracção” (*i.e.*, U em $\text{cm}^3 [\text{H}_2\text{O}] \text{ cm}^{-3} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$, a dividir pela densidade das raízes, em $\text{cm} [\text{raiz}] \text{ cm}^{-3} [\text{solo}]$) assume o valor típico igual a $0.01 \text{ cm}^3 [\text{H}_2\text{O}] \text{ cm}^{-1} [\text{raiz}] \text{ dia}^{-1}$, para o algodoeiro, milho, soja e sorgo (*Sorghum bicolor* L.), apesar das diferentes condições de clima e solo em que vegetaram.

A condutividade hidráulica das raízes foi determinada por Domec *et al.* (2004), num estudo que envolveu quatro classes de idade de árvores da *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco e *Pinus Ponderosa* Dougl. Ex Laws e quatro ecossistemas. Para raízes

com diâmetro entre 2 e 4 mm, $k_{s(\max)}$ variou entre 3.4 ± 0.1 (em *Pseudotsuga* com 24 anos) e $4.9 \pm 0.3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ (*Pinus* spp. com 16 anos). (Em unidades fundamentais, $1 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ equivale a $1 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}$ ou $9.8 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$).

Tendo em conta que as amostras tinham pequenas dimensões ($n = 4$ a 6), a média agrupada de todos os casos dá $\langle k_{s(\max)} \rangle = 4.0 \pm 0.57 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ (ou $3.92 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$); o coeficiente de variação, igual a 0.14 , perfaz 41% do coeficiente de variação da distribuição normal padrão, não justificando a atribuição de diferenças significativas às $k_{s(\max)}$ das árvores estudadas.

A tendência para um valor típico de $\langle k_{s(\max)} \rangle$, para diferentes espécies vegetais, é consistente com o que acontece à R_p (Abdull-Jabar, 1984) e à $\langle g_{\max} \rangle$ (Körner, 1995). Também, já vimos que “a taxa de extracção relativa” da água disponível, por unidade da “profundidade de enraizamento”, foi igual a $0.004 \text{ mm [H}_2\text{O] mm [solo] dia}^{-1}$, no sobreiro e na gramínea *Agrostis castellana*; esta observação pode subentender semelhantes densidades de raízes finas. O padrão sazonal, quiçá anual, da extracção de água difere, contudo, entre a erva e a árvore, por serem diferentes as extensões do raizame, o *LAI* e a duração do ciclo vegetativo.

Temos, portanto um quadro geral que destaca a convergência dos parâmetros de fluxo máximo de água no SPAC, a nível da raízes e das folhas, do qual a azinheira se não pode excluir. A questão da sobrestimativa da resistência hidráulica desta espécie deve ser, pois, investigada no âmbito do desempenho do método de Granier e do método de medição da área xilémica. Para isso, recorreremos à formulação de uma “equação linear de escalonamento” (*ELE*) para predizer a densidade de fluxo de seiva (u') no xilema. A solução baseia-se no critério de convergência numérica entre o fluxo de calor latente resultante da saída do modelo e da R_p da azinheira, tendo como referência o intervalo de um erro-padrão da média fornecida pela “lista de Abdul-Jabar” e a resistência do sobreiro (Quadro 3.29).

E. | *A azinheira estudada e o ambiente micrometeorológico*

O quadro [3.30] resume as informações sobre a azinheira e as condições meteorológicas no período de estudo.

- 5 Quadro 3.30. Ambiente biofísico da azinheira no dia 180 (1997), ao meio-dia solar: *a)* parâmetros de estrutura, *b)* parâmetros de fluxo e taxas de fluxo e *c)* microclima e albedo. Toda a informação foi recolhida em David (2000). Para os fins deste artigo foram calculadas a taxa transpiratória foliar (T_{rf}) e ET_o (dados do C.G.E.).

Parâmetros	Azinheira (<i>Quercus rotundifolia</i>)	Cálculos
<i>a) Estrutura da árvore:</i>		
SLA (m ² [folha] kg ⁻¹ [folha])	3.99	
LAI (m ² [folhas] m ⁻² [solo])	2.6	
A _F (m ² [folhas])	256.6	
A _X (m ² [xilema])	0.031	0.0672
A _p (m ² [solo] por árvore)	98.47	
Altura (m)	7.2	
Raio médio da copa (m)	5.6	
Profundidade média da copa (m)	2.47	
DAP (m; a 1.3 m de altura)	0.481	
Área do borne/área interna do tronco	0.738	
Espessura da cortiça ao DAP	0.029	
Grau de cobertura da árvore (<i>c</i>)	0.80	
Idade da árvore (anos)	80 a 90	
<i>b) Fluxo :de água (parâmetros)</i>		
Folha:		
Ψ_f (J/kg; kPa)	-2 375 (i.e., 242.60 m)	
g_{max} (25 °C) (mmol [vH ₂ O] m ⁻² s ⁻¹)	309.9	
T_{rf} (mmol [vH ₂ O] m ⁻² s ⁻¹)		2.36 (4.25 · 10 ⁻⁵ kg m ⁻² s ⁻¹ ; 0.153 kg m ⁻² h ⁻¹)
Xilema:		
u' (m ³ [seiva] m ⁻² [xil] s ⁻¹)	(8.2) x 10 ⁻⁵ (ou 0.17 kg m ⁻² h ⁻¹ ; 3.05 kg m ⁻² [solo] dia ⁻¹)	6.26 kg m ⁻² [solo] dia ⁻¹ (taxa de extração equiv.)
Resistência hidráulica (R_p)	12.03 MPa h mm ⁻¹	Ver texto
Solo:		
$\langle \psi_s \rangle$ (J/kg; kPa)	-500 (i.e., 51.07 m)	
<i>c) Micrometeorológicos</i>		
R_g (J m ⁻² s ⁻¹)	700	
T_{ar} (°C)	20.9	
DPV (kPa)	1,5	
p_a (kPa)	97	
ET_o (kg m ⁻² dia ⁻¹ ; 24h)	7.3	
Albedo espectral (ρ_c), copa	0.143	

O que consta da coluna “*Q. rotundifolia*” foi recolhido em David (2000); na coluna “Cálculos” estão correcções da área xilémica efectiva e da taxa de extracção de água.

F. | Descrição geral do modelo

5 O procedimento numérico (codificado em folha de cálculo electrónica) conduz à determinação da $R_{p(Az)}$ (e U_{max}), no intervalo de um erro-padrão da média da “lista de Abdul-Jabar” (Quadro 3.29); recorre-se, em primeira aproximação, ao forçamento atmosférico local via ET_0 (em $kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$), o único parâmetro climático do “painel” de entradas, nas condições iniciais (Quadro 3.30). ET_0 é calculada pela equação de Penman-Monteith (Monteith & Unsworth, 1990), versão da FAO (Smith *et al.*, 1992) e pode multiplicar-se por um “factor cultural” para ser reduzida a U_{max} , designado “coeficiente cultural de base” (K_{cb}). A redução da ET_0 em U_{max} é feito passo-a-passo, perseguindo a convergência da $R_{p(Az)}$.

15 Ora, a equação $ET_{max} = K_c \cdot ET_0$ identifica o “coeficiente cultural” K_c (*e.g.*, Smith *et al.*, 1992), neste caso, o “coeficiente cultural da árvore” porque a evaporação à superfície (E_s) entra no cálculo ($ET = U + E_s$). Apesar de definido para uma cultura, a designação original do K_c é mantida à escala da árvore, por razões históricas; o ponto essencial é que isto não origine nenhuma lacuna conceptual. Considerando apenas o fluxo transpiratório e fazendo $E_s = 0$, ET_{max} é substituída por U_{max} e K_c por K_{cb} , sendo 20 que qualquer uma destas variáveis pode estimar-se a partir do balanço energético “isotérmico” (R_{ni}) da folhagem, o qual determina uma temperatura representativa como solução.

O facto de não ter sido evidente a existência de gradiente térmico entre as duas páginas de folhas iluminadas do sobreiro, a condução de calor na folha e na folhagem 25 pode ser negligenciada no cálculo de R_{ni} , até porque, além de uma baixa condutividade térmica, o material foliar tem uma diminuta capacidade hídrica (*i.e.*, 0.16 mm). As propriedades térmicas da folhagem e a eficiência aerodinamicamente das árvores em termos das trocas convectivas, em geral levam ao estabelecimento de condições isotérmicas entre elas e a atmosfera próxima (Jarvis, 1987) e ao fluxo de calor sensível 30 nulo.

O significado biofísico das citadas propriedades termodinâmicas e aerodinâmicas das árvores é que a radiação líquida na folha, que transpire activamente, é integralmente

dissipada pela perda de calor latente, porque a transpiração é limitada pelo estado termodinâmico do ar. Nestas condições, o balanço energético é $R_{ni} - \lambda U_{\max} = 0$ (\pm erro).

Outra informação que nos interessa é que o K_{cb} pertence ao intervalo [0.78, 0.92] de referência observado no sobreiro. Este intervalo constitui o critério de convergência a verificar-se quando a T_{rf} da azinheira é calculada a partir da condutância estomática e do DPV (equação [3.50]) observados por David (2000); a densidade de fluxo de seiva é um dado, também. U_{\max} resultante da simulação (referente ao meio-dia solar) vai permitir ajustar a resistência hidráulica que lhe é compatível na equação (escalonada) da taxa de extracção, tal como expressa pela equação [3.49] (p. 162).

A incerteza geralmente atribuída a u' (dado do problema) é aqui associada à incerteza na determinação visual da área xilémica (A_X), *in loco* ou usando métodos colorimétricos (cf. David *et al.*, 1997; David, 2000, Paço, 2003; Paço, 2003, Silvestre, 2003); excluímos, por ora, fontes de erro ligadas ao funcionamento do aparelho de Granier ou outros eventualmente não controlados. A área xilémica no tronco (parâmetro a ser ajustado) e a área da folhagem (A_F) conhecida definem as secções de fluxo transversal envolvidas no cálculo e cujo quociente A_X/A_F será definido hidrodinamicamente com base na lei da continuidade hidrodinâmica.

G. | *Filosofia do modelo e a hierarquia espacial da corrente transpiratória*

Estamos interessados em efectuar que o escalonamento (conversão) temporal (e.g., segundo \rightarrow hora \rightarrow dia \rightarrow ano) quer o escalonamento espacialmente de u' , através das áreas das secções transversais de fluxo de água do xilema (“xil”) na folhagem (F) e no terreno. Por exemplo, no escalonamento entre a taxa transpiratória foliar (T_{rf}) e a taxa transpiratória da copa (T_{rc}), o factor de conversão é a área foliar iluminada, também dita “transpirante”, que é afectada pela fracção iluminada (f_i) da folhagem, em cada instante.

Por outro lado, o escalonamento entre T_{rc} (copa) e U_{\max} envolve o índice de área foliar (LAI : m^2 [folhas] m^{-2} [solo]; i.e., A_F/A_p). Na verdade, em geral, o LAI é uma variável de estado vegetativo, mas, ao longo de um dia e no ciclo vegetativo das árvores de folhas persistentes funciona como parâmetro na presente modelação.

A questão essencial é a conversão do fluxo de seiva bruta (concretamente u' , originalmente expressa em m^3 [seiva] m^{-2} [xil] s^{-1}) medido no tronco em fluxo de extracção de água (U_{\max} : kg m^{-2} [solo] s^{-1}) pela árvore. A conversão entre u' e U reconhece, também, a necessidade intrínseca do escalonamento entre u' e T_{rc} .

Deste modo, o escalonamento deve efectuar-se entre os três subdomínios espaciais (ou escalas) do *SPAC* envolvidos, deito a dois passos. Este procedimento leva à determinação da área xilémica (A_X) do fluxo de seiva, da área foliar (A_{Fi}) transpirante e da área da superfície (A_S) do solo, tomada como referência. Estas relações obrigam a
5 conhecer a razão “área xilémica efectiva/área total da folhagem” (A_X/A_F) e o “índice de área xilémico/solo” (A_X/A_S), como factores de escala, em conjugação com o clássico *LAI* (“índice de área foliar”). A análise dimensional indica que A_S genérico deverá ser substituído por A_p , já identificada.

Naturalmente, após a identificação e formulação do problema, um modelo
10 matemático requer a definição do algoritmo, a determinação dos parâmetros e das constantes para as equações que integra, condições iniciais, condições de fronteira e uma solução (numérica ou analítica) que obedeça a um critério de paragem especificado. Os detalhes do paradigma proposto são explicados nas alíneas que se seguem.

15

H. | A equação alométrica de base e os seus parâmetros

A base conceptual é a relação alométrica geral entre a taxa de extracção máxima U_{max} ($\text{kg} [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{solo}] \text{s}^{-1}$) e a densidade de fluxo de seiva, u' ($\text{m}^3 [\text{H}_2\text{O}] \text{m}^{-2} [\text{xil}] \text{s}^{-1}$) (substitui-se, aqui, ET_{max} ou U_{max} por ET_m):

20
$$U_{max} = a(\rho u')^b + \varepsilon \quad [3.55a]$$

A análise dimensional indica, para o expoente alométrico, $b = 1$ e, pela mesma razão, o coeficiente da alometria, ou o factor de escala a , identifica o *índice de área xilémico* (i.e. IAX : $\text{m}^2 [\text{xil}] \text{m}^{-2} [\text{solo}]$), formalmente idêntico ao índice de área foliar (*LAI*); ε
25 representa o erro experimental que pode ter várias fontes, como a inércia térmica do lenho e perdas de calor, o tempo de reacção do mecanismo de aquisição de dados e a tiloses, injúrias dos vasos condutores do lenho, provocadas pelas agulhas inseridas no tronco; por defeito iniciemos com $\varepsilon = 0$; se $\varepsilon \neq 0$, o valor será repostado, no fim.

Como sugere a equação [3.55b], a pode ter como primeira aproximação empírica, o
30 declive da correlação entre u' e ET_o (medida da ET_m em conforto hídrico). No entanto, através da análise dimensional, da mesma forma que a foi identificado com o índice de

área xilémico, definido pela razão A_X/A_p , a é definido, geometricamente (*intrinsecamente*), por:

$$a = (A_X/A_F)LAI \quad [3.55b]$$

5

Se A_X/A_F for interpretado como uma medida da eficiência hidráulica da árvore, admitimos que diminua com a idade, através do aumento de A_F . Mas, porque LAI e A_F são directamente proporcionais, entre si, o índice de área do xilema (a) deve aumentar, por via de A_X . Para uma dada espécie e LAI constante, o índice de área A_X/A_F é, também, constante.

10

No escalonamento entre u' e ET_m , um primeiro passo exige a determinação da razão A_X/A_F , entre a área do xilema hidroactivo (área xilémica efectiva, AXE) e a área foliar total da árvore (Quadro 3.30). Um segundo passo estabelece a correspondência entre a taxa transpiratória da copa (T_{rc}) e a densidade de fluxo de seiva, por m^2 da superfície do terreno. Naturalmente, este escalonamento serve-se do índice de área foliar pelo que, no exemplo da árvore da azinheira, dadas $A_F = 256.6 \text{ m}^2$ [folhas] e $A_p = 98.5 \text{ m}^2$ [solo] (*cf.* David, 2000), se obtém $LAI = 2.6 \text{ m}^2$ [folhas] m^{-2} [solo] (Quadro 3.30).

15

A determinação do quociente A_X/A_F da árvore baseia, obviamente, na medição das áreas das duas secções de fluxo em questão, ou na estimativa da razão entre elas. Repara-se, A_X é uma fracção da área do lenho (A_L) que é conveniente conhecer-se. Por sua vez, A_L é uma fracção da área do tronco (A_T), cujo diâmetro médio (DAP), à altura do peito, é fornecido no Quadro 3.30. Enquanto a medição de A_X é sempre um método destrutivo, A_F sempre pode estimar-se a partir da medição do coeficiente de extinção da luz pela folhagem, seguida da inversão de um modelo de transmissão.

20

A geometria do tronco da azinheira, a 1.3 m acima do solo, é caracterizada por $DAP = 0.481 \text{ m}$ (Quadro 3.30), o perímetro da correspondente circunferência é $P_{DAP} = 1.51 \text{ m}$ e a área da secção transversal do tronco é $A_T = 0.1817 \text{ m}^2$. Para obter as relações de área necessárias, recorreremos à fotografia (Fig. IV.6, em David, 2000) da referida secção transversal do tronco. Foram calculadas as seguintes fracções de área, ditas “observadas”: *i*) fracção $A_B/A_T = 0.738$, ocupada pelo borne; *ii*) $A_C/A_T = 0.204$, representando o cerne; *iii*) $A_{\text{c}}/A_T = 0.057$, pela “cortiça”. A área do xilema “observada” (no borne) foi estimada a partir do perfil radial do fluxo de seiva pelo método de Cohen (David, 2000, *p.* 84), projectado até 49 mm de profundidade do lenho e truncado para

30

fluxo relativo igual a 3.5% do máximo do referido perfil; isto permitiu àquela autora calcular a área xilémica como $A_{X,o} = 0.031 \text{ m}^2$, donde se obtém $A_{X,o}/A_B = 0.231$.

Entre várias incertezas, a forma mais fiável e universal de atacarmos o problema da estimativa da área efectiva A_X é através da sua definição hidrodinâmica. Assim, a análise dimensional justifica a equação de definição do factor de escala, A_X/A_F (equação [3.55b]). Admitindo plena disponibilidade hídrica no solo e um regime estacionário do fluxo da seiva bruta na árvore (a capacitância hídrica é negligenciada), entre as secções A_X e A_F , a lei da conservação da massa (água) permite escrever a seguinte equação da continuidade hidrodinâmica:

10

$$\frac{A_X}{A_F} = \frac{U_{\max}(t)}{LAI \rho u'} \quad [3.56]$$

Se é verdade que a equação [3.56] permite determinar a área xilémica efectiva, não é menos verdade que uma vez conhecidos o quociente A_X/A_F (m^2 [xil] m^{-2} [folhas]) e LAI (como parâmetros), a inversão da equação [3.56] deve prever a densidade de fluxo de seiva ($u' > 0$), em função da taxa de extracção $U_{\max}(t)$. Na equação [3.56], tanto $u'(t)$ como $U_{\max}(t)$ são variáveis a serem determinadas por vias independentes, essencialmente, porque não existe independência entre o numerador e o denominador. Reciprocamente, desde que seja quantificado o grupo $(A_X/A_F)LAI$, a equação [3.56] serve para estimar a taxa de extracção de água a partir da medição do fluxo de seiva.

Para medições instantâneas de fluxo, LAI e o grupo $(A_X/A_F)LAI$ são constantes; para o sobreiro, isto é verdade, em todo o ciclo vegetativo, aliás sustentado pelas observações de Rambal (1993) que concluiu o mesmo quando obteve a curva anual de LAI para a azinheira com base em determinações mensais. Sendo constante o índice de área xilémico (i.e., $IAX = (A_X/A_F)LAI = U_{\max}/(\rho u')$), a relação entre u' e U_{\max} é linear. (De acordo com o mesmo IAX , caso existam, ainda, medições simultâneas de u' e T_{rf} , o recurso à relação $U_{\max} = \langle T_{rf} \rangle \cdot f_i \cdot LAI$, em que a taxa de extracção é dada em função da taxa transpiratória, permite estimar A_X para cada valor de LAI , porque u' e U_{\max} são interconvertíveis através do índice de área xilémico. De facto, dados experimentais de Köstner *et al.* (1991), relativos a árvores do género *Nothofagus*, foram usados por Losch & Schulze (1995: 199) para evidenciar a relação linear entre a taxa transpiratória e a área xilémica efectiva e entre a primeira e a circunferência do tronco.

A resolução da equação [3.56] passa pela determinação de todos os termos envolvidos no segundo membro; como essa equação integra vários parâmetros, dados todos os termos menos um, este é calculado. U_{max} pode determina-se a partir da ET_m (equação [3.59]); a ET_m (equação [3.58]) e LAI (equação [3.47], p. 152) são facilmente estimados ou medidos, enquanto u' deve ser medida por um dos métodos já referidos e A_F calculada pela relação $A_F = LAI \cdot A_p$.

Neste ponto da discussão, relembrar que esta meta-análise foi inspirada no facto de ser atribuído ao método de medição de u' (por dissipação de calor) uma grande incerteza e subestimativa do fluxo de seiva [ver a revisão de David (2000); aparentemente, também, observada por Paço (2003), em pomares de pessegueiros, e Silvestre (2003), na vinha sujeita a regas de complemento, em Portugal].

Em resumo, havendo incertezas sobre as medições de u' , uma alternativa é a sua estimativa com base na equação [3.56], uma vez estimada A_X/A_F e determinados LAI , f_i e U_{max} . A ligação entre a equação [3.56] e a equação [3.59] oferece-nos a possível de gerar longas séries temporais do tipo $u'(ET_o)$, não só para LAI constante, mas também para LAI variável. Mesmo nos casos em que se não tenha acesso a U_{max} , deve recorrer-se à série observada (e simultânea) da ET_o de modo a estimar-se a curva $u'(ET_o)$, em conforto hídrico no solo, em qualquer resolução temporal da ET_o , do segundo ao dia, ou períodos mais longos. Aqui, os parâmetros f_i e L_i da azinheira são estimados, com base na informação original contida no Quadro 3.30.

Considera-se, então, a azinheira e os parâmetros referidos no Quadro 3.30. O produto $f_i \cdot LAI = L_i$ define o *índice de área foliar iluminado*, a classe iluminada de LAI (m^2 [folhas] m^{-2} [solo]), com $0 < f_i \leq 1$. Por outro lado, a relação $L_i = (1-\tau)/K_e(x, \theta)$ define L_i em função do coeficiente de transmissão ($\tau(\theta, LAI)$) e do coeficiente de extinção da luz na folhagem ($K_e(x, \theta)$, m^2 [solo] m^{-2} [folhas]), sendo x a razão entre A_p e a área da projecção vertical (A_v) da copa, e θ o ângulo zenital solar (Monteith & Unsworth, 1990); para a azinheira $x = 4.54$. Recordar-se que $\tau = \exp(-K_{be}LAI)$ (para folhas “negras”); usando o modelo elipsoidal (Campbell, 1986), retivemos o valor médio devolvido $\langle K_{be}(x, \theta) \rangle = 0.60$ (espectral), logo, $\langle \tau \rangle = 0.21$ (espectral) e $L_i = 1.31 m^2 m^{-2}$. Dado $LAI = 2.6 m^2 m^{-2}$, a fracção iluminada da copa da azinheira é calculada como $f_i = 1.31/2.56 = 0.51$.

Para o teste da equação [3.56] na previsão do fluxo de seiva u' (e.g., azinheira) e da taxa de extracção de água (e.g., sobreiro), determina-se u' em função da ET_o e do

coeficiente cultural de base (discussão da equação [3.59] e seguintes). Em síntese, não havendo dúvidas sobre as medições de u' e dada a taxa transpiratória (T_{tr}) a equação [3.56] pode estimar A_X em condições de fluxo máximo, basicamente a partir da medição de A_p (pois, $IAX = A_X / A_p$), já que a taxa de extracção de água é de determinação imediata, a partir da relação $U = T_{tr} \cdot L_i$ (secção §3.8.3).

I. | Condições iniciais e condições de fronteira

As condições iniciais do modelo das variáveis envolvidas preenchem o Quadro 3.30, já apresentado. Para executar o modelo, trata-se primeiro da sua parametrização, em que um dos papéis chave é desempenhado pela ET_o diária, calculada pela equação de Penman-Monteith-FAO (Smith *et al.*, 1992). ET_o mede o poder evaporante da atmosfera local em equilíbrio com a taxa transpiratória da “superfície vegetal de referência” (Allen *et al.*; 1998). Significa isto que a evapotranspiração desta (ET_m), apesar de poder superar ET_o , é biofisiologicamente limitada pela energia disponível no sistema, em condições gerais tais que a convecção domina a advecção atmosférica (Jarvis & McNaughton, 1986; *cit.* Monteith & Unsworth, 1990; Jarvis, 1987) entre a superfície vegetal e a atmosfera.

A ET_m está sujeita a condições de fronteira e, em geral reverifica-se $U_{max} < ET_m$, sendo $ET_m \leq U_{max} + E_{s(max)}$. Na origem do tempo, fazemos $ET_m < ET_o$. Para o dia 30 de Junho de 1997, a que se reporta a parametrização inicial (para a azinheira), a integração diária sinusoidal resulta em $ET_o = 7.32 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$ (Évora/Mitra), o que corresponde a ter $ET_{o(max)} = 1.33 \cdot 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ s}^{-1}$ (ou 0.48 mm h^{-1}), ao meio-dia solar. Em resumo, para aquele dia, a evapotranspiração (ou a taxa de extracção) da árvore obedece a condição de fronteira:

$$ET_m = U_m \leq 7.32 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1} \quad [3.57]$$

$$ET_m = K_c ET_o = U_{max} + E_{s(max)}. \quad [3.58]$$

Quando a água no solo não limita a transpiração e a evaporação é nula, interessa a equação:

$$U_{max} = c \cdot K_{cb} \cdot ET_o \quad [3.59]$$

O factor c (geralmente omitido se $c = 1$) representa a necessidade de uma eventual redução de K_{cb} para haver convergência e pode captar também algum com origem desconhecida. A priori identificámo-lo com o coeficiente de absorção da radiação a folhagem real; distingue esta do modelo da folha gigante (“big leaf”) da superfície vegetal de referência (Smith *et al.*, 1992). K_c é o “coeficiente cultural” da árvore (com $E_s > 0$) e K_{cb} é “coeficiente cultural de base” da árvore, quando $E_s = 0$. Com tempo seco, a fracção das chuvas interceptada e evaporada na folhagem é nula ($E_i = 0$), também.

O objectivo em determinar U_{max} (ou o seu valor actual, $U = \min(U_{max}, ET_0)$) implica, igualmente, à determinação do “coeficiente cultural de base” (K_{cb}). À solução procurada corresponde um valor de U_{max} associado à resistência hidráulica aparente (R_p) da planta e a área efectiva (A_x) do xilema que obedecem os critérios de convergência de cálculo.

O K_{cb} utilizado para a azinheira a seguir é referenciado ao intervalo médio 0.85 ± 0.07 (entre 0.78–0.92) que foi aqui observado para o sobreiro.

J. | Simulação, resultados e discussão

5 Quadro 3.31. Azinheira ($LAI = 2.6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$): parâmetros da equação [3.56]; correcção do fluxo de seiva, para o dia 180 (1997), dados u' (original), taxa transpiratória foliar, A_F e a fracção iluminada (f_i) da copa. $ET_o = 7.32 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$; “inicial” = valores recolhidos em David (2000). Para mais detalhes, ver texto.

Linha	Parâmetro	Valor	Observação
[1]	DAP (m)	0.481	Inicial
[2]	A_{Xo} (m^2)	0.031	Inicial
[3]	A_F (m^2)	256.6	Inicial
[4]	A_{Xo}/A_F ($\text{m}^2 [\text{xil}] \text{ m}^{-2} [\text{folhas}]$)	$1.21 \cdot 10^{-4}$	Inicial
[5]	LAI ($\text{m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$)	2.6	Inicial
[6]	ET_o ($\text{kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ s}^{-1}$)	$1.33 \cdot 10^{-4}$	Inicial
[7]	T_{fr} ($\text{kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ s}^{-1}$)	$4.25 \cdot 10^{-5}$	Inicial
[8]	u' ($\text{m}^3 [\text{água}] \text{ m}^{-2} [\text{xil}] \text{ s}^{-1}$)	$8.20 \cdot 10^{-5}$	Inicial
[9]	Taxa de extracção diária: U ($\text{kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$)	3.05	Inicial
[10]	A_X ($\text{m}^2 [\text{xil}]$)	0.0672	Estimativa
[11]	A_X/A_F ($\text{m}^2 [\text{xil}] \text{ m}^{-2} [\text{folhas}]$)	$2.62 \cdot 10^{-4}$	Estimativa
[12]	L_i ($\text{m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$)	1.32	Estimativa
[13]	A_F/A_X ($\text{m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{xil}]$)	3 818	Estimativa; “xil” = xilema
[14]	f_x (adimensional)	2.17	Estimativa (factor de correcção de A_X)
[15]	u' ($\text{m}^3 [\text{H}_2\text{O}] \text{ m}^{-2} [\text{xil}] \text{ s}^{-1}$)	$2.76 \cdot 10^{-4}$	Estimativa (esperado; aparelho de Granier)
[16]	T_{rc} ($\text{kg m}^{-2} [\text{folhas}] \text{ h}^{-1}$)	0.320	Estimativa (na copa)
[17]	Taxa de extracção horária: u ($\text{kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ h}^{-1}$)	0.439	Estimativa
[18]	Duração do dia 180 (h)	14.83	Estimativa
[19]	Taxa de extracção diária: U_{\max} ($\text{kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$)	5.22	Estimativa
[20]	Fluxo de calor latente: ($\text{MJ m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$)	12.8	Estimativa
[21]	Radiação líquida “isotérmica”: R_{ni} ($\text{MJ m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$)	12.8	Estimativa (emitância à temperatura do ar)
[22]	$ET_{(o)\max}$ ($\text{kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ h}^{-1}$)	0.487	Observado
[23]	$\lambda ET_m / \lambda ET_o$	0.79	Estimativa (por defeito)
[24]	K_{cb}	0.79	Estimativa (por defeito)
[25]	Resistência hidráulica da azinheira, R_p (h)	4.56 MPa/(mm/h) $6.37 \cdot 10^5 h$	Estimativa (solução procurada)
[26]	R_p (h) (sobreiro)	5.53 MPa/(mm/h) $7.29 \cdot 10^5$	Estimativa

10 Toda a informação relativa à azinheira e necessária à simulação (Quadro 3.31) foi recolhida em David (2000), excepto a ET_o , calculada com base nos dados

meteorológicos da Mitra (*cf.* Centro de Geofísica de Évora) e o K_{cb} determinado para o sobreiro (Secção §3.8); no quadro anterior constam várias entidades estimadas necessárias à simulação do fluxo de seiva para o dia 180 (ou 28/06/1997).

A simulação, codificada em folha de cálculo electrónica (*Microsoft Excel*), foi feita em dois passos. As duas variáveis de fluxo inicialmente disponíveis foram a taxa da transpiração foliar (T_{rf} ; kg m^{-2} [folha] h^{-1}) e a densidade de fluxo de seiva ($\rho u'$; kg m^{-2} [xil] h^{-1}), na azinheira, a 1.3 m acima do solo, num ambiente típico de Primavera. Em particular, foi usada a informação de fluxo máximo, ao meio-dia solar, do dia 28 de Junho (1997). Cada secção de fluxo é caracterizada pela sua área transversal e pela densidade de fluxo que a atravessa. Nas folhas, a taxa transpiratória molar ($2.36 \text{ mmol [H}_2\text{O] m}^{-2}$ [folha] s^{-1}) foi calculada a partir da condutância estomática ($g_e = 149 \text{ mmol [H}_2\text{O] m}^{-2}$ [folha] s^{-1}) e do défice de pressão de vapor ($DPV = 1.54 \text{ kPa}$) a dividir pela pressão atmosférica local (97 kPa , a 300 m de altitude). O resultado procurado é a A_X , sendo conhecida a área total (A_F) da projecção das folhas sobre o terreno (Quadro 3.30).

A mudança de nível de integração, da folha para a folhagem, é feita através da conversão (escalonamento) de T_{rf} ou de g_e , multiplicando-as por $f_i = 0.5$; T_{rf} é convertida em densidade de fluxo volumétrico, para ser comparada a u' original; u' é depois expressa em densidade de fluxo de massa (como ET_m), ou seja, $\rho u' = (10^3 \text{ kg m}^{-3})(8.20 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ [seiva] m}^{-2} \text{ [xil] s}^{-1}$, que dá $\rho u' = 8.20 \cdot 10^{-2} \text{ kg [água] m}^{-2} \text{ [xil] s}^{-1}$, ao meio-dia solar. Com estes dados, passamos à determinação da A_X .

Passo 1. Determinação de A_X e A_X/A_F na azinheira, dados $A_F = 256.6 \text{ m}^2$, $A_B = 0.109 \text{ m}^2$, a 1.3 m, acima do solo (Quadro 3.30), impõe-se a restrição $A_X < A_B$.

A conservação do fluxo de massa da seiva, entre as secções de fluxo A_X e A_F , decorre da equação da continuidade hidrodinâmica (também uma forma da lei da conservação da energia); assim, integra-se em área T_{rf} e $\rho u'$, para definir hidrodinamicamente a área xilémica efectiva (AXE , *i.e.*, A_X), no tronco da azinheira, como $A_X = (T_{rc} \cdot A_F)/(\rho u')$, de que resulta $A_X = 0.0672 \text{ m}^2 \text{ [xil]}$, sendo $< A_B$ (Quadro 3.31). Interessa realçar que esta solução foi conseguida sem manipulação de dados. Por conseguinte, o factor de correcção de $A_{X,o}$ é $f_x = 2.17$, que permite obter a área efectiva do xilema, antes, subestimada em 54% pelos métodos de Cohen e colorimétrico (absorção de uma diluição aquosa de safranina; *cf.* David, 2000).

Este cálculo corrige a relação original $A_{X,o}/A_B = 0.288$ para 0.501 e actualiza $A_{X,o}/A_T$ “observado” para $A_X/A_T = 0.370$ (esta proporção será mantida ao longo deste estudo, admitindo que a fracção da casca do tronco é constante). O factor de correcção acima derivado é equivalente a uma subestimativa de 32% da profundidade do tecido xilémico exterior (basicamente o câmbio vascular), ou ainda à subestimativa do máximo do perfil radial do fluxo de seiva (método de Cohen) igual a f_x calculado no parágrafo anterior.

Verificamos que a porosidade do lenho (k_{lenho}) condutor ($< 12\%$; Leal *et al.*, 2006) é muito inferior ao quociente A_X/A_T , o que justifica identificarmos A_X com a área do tecido condutor, designado em inglês por “sapwood area” (A_S) (Friend *et al.*, 1997; Oren *et al.*, 1998; Oren *et al.* 1999; Ewers *et al.*, 2000; Engel *et al.*, 2005).

Antes da correcção da AXE da azinheira pelo factor f_x identificado atrás, o quociente “original” $A_{X,o}/A_F = 1.21 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ m}^{-2} [\text{folhas}]$ e o seu inverso, $A_F/A_{X,o} = 8\,277 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{xil}]$, são denominados “observados”.

No desenvolvimento do modelo “Hybrid v3.0” para a simulação da dinâmica e produtividade primária dos ecossistemas de zonas temperadas, Friend *et al.* (1997) usaram A_F/A_S como critério biométrico para classificar as espécies arbóreas das zonas frias em dois grandes grupos: o grupo das espécies sempre-verdes, com $A_F/A_X = 3\,333 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{xil}]$, e o grupo das espécies caducifólias, com $A_F/A_X = 4\,167 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$; usaram os valores tabelados por Young *et al.*, (1980), a que não tivemos acesso. Pode ver-se, a razão $A_F/A_{X,o}$ “observada” na azinheira sobrestima estes últimos num factor que varia entre 1.99 e 2.48, em média 2.24, o que é consistente com o factor f_x .

É preciso saber-se de que forma a matriz do tecido xilémico influencia o fluxo de seiva, uma vez que a pequena porosidade do lenho indica que a área do lúmen é muito inferior a A_X (ou A_S). Por exemplo, k_{lenho} variou entre 5.4 e 11.6%, em função da idade do câmbio (5 a > 30 anos) de sobreiros com ~ 40 anos de idade, além de serem frequentes as tiloses (oclusões) dos vasos (Leal *et al.*, 2006). Em árvores jovens (2 a 3 anos), Steppe *et al.* (2004) determinaram entre outros parâmetros anatómicos do tronco, o diâmetro interno dos vasos de várias espécies arbóreas, de que destacamos a porosidade de 11.7% no *F. sylvatica* (distribuição difusa dos vasos) e 8.7% no *Q. robur* (distribuição dos vasos em “anéis” ou bandas concêntricas).

Um intervalo típico da porosidade do lenho pode ser 5–12%, digamos, 8.5%. Por conseguinte, tomando as diferenças das percentagens indicadas para 100, a sobrestimativa máxima cometida sobre A_X (e a densidade de fluxo de seiva) é $\sim 92\%$

(i.e., 88–95%), assumindo-se numa inspecção macroscópica que a área corada do lenho (com a safranina absorvida) coincide com a área condutora efectiva. Se considerarmos os casos de erro nulo, eventualmente a inventariar na bibliografia, podemos definir o intervalo 0–92% (ou, 0 a 0.92) da subestimativa de A_X .

5 Admitindo que o erro possa ser aleatório, geramos uma matriz (30×30) de 30 amostras aleatórias normalmente distribuídas, com dimensão $n = 30$, cada uma. Expressa em percentagem, a média resultante para a subestimativa em causa foi $45.6 \pm 5.12\%$ (entre 2.95 ± 3.24 e $88.1 \pm 2.22\%$), logo, uma subestimativa média de 54.4%; em média, o factor de correcção seria, pois, o recíproco $1/0.544 = 1.84$. Este factor é
10 semelhante à subestimativa média atribuída ao método de Granier, quando comparado com o método de referência de Cohen, segundo David (2000) que usou o factor 1.82 para corrigir o fluxo de seiva da azinheira (seguindo a sugestão de Cohen).

O exercício descrito sugere que a saída analógica (voltagem debitada) do aparelho de Granier (www.ecotec.com.cn) pode ser multiplicada por $1/k_{\text{lenho}}$, de modo que a
15 correcção do factor de escala da equação de Granier (1985; cf. Edwards *et al.*, 1996; David, 2000; James *et al.*, 2002, entre outros), resulte numa estimativa mais realista do fluxo de seiva. Veja-se que o fluxo máximo de seiva (i.e., 140 mm h^{-1}) medido pelo MG explicou apenas 7.3% da densidade de fluxo ($1\,900 \text{ mm h}^{-1}$) simultânea do óxido de deutério (D_2O), determinada numa árvore da *Cordia alliodora* (James *et al.*, 2003).

20 Verifica-se que esta percentagem pertence ao intervalo (5–12%) da porosidade do tecido xilémico de árvores de várias espécies. No entanto, é preciso cautela e analisar caso a caso, porque os métodos de dissipação de calor utilizados para medir o fluxo de seiva apresentam limitações técnicas e teóricas (Domec *et al.*, 2003; James *et al.*, 2003; Tatarinov *et al.*, 2005).

25 Por outro lado, a análise de imagens microscópicas apresentadas por Chaney (2007) permite ver que, em espécies cujos vasos condutores se dispõem em “anéis” (ou bandas), como as do género *Quercus*, não só os vasos da mesma banda têm diâmetro variável como, também, estão separados entre si; além disso, a distância entre duas bandas vizinhas pode ser duas vezes e meia superior à largura da banda. Estes são os
30 problemas de ordem geométrica comuns que nos parecem estar na origem da recorrente subestimativa de A_X e do fluxo de seiva associado ao MG.

Parece-nos importante compreender porque a densidade de fluxo de seiva é integrada em toda a área (A_S) do tecido xilémico e não apenas em área do lúmen (A_{lumen}) dos

elementos condutores. Em princípio, o que interessa do ponto de vista do fluxo concentrado da seiva é a área efectiva do lúmen (James *et al.*, 2003; Leal *et al.*, 2006), que James *et al.* (2003) verificaram diminuir de forma abrupta em função da posição vertical da secção xilémica na árvore, da base do tronco ao pecíolo da folha na copa. Neste contexto, as evidências experimentais da anisotropia dominante do fluxo ascendente da seiva (Aubrecht *et al.*, 2006) e os nossos resultados sustentam que a determinação indirecta de A_X , através da modelação do fluxo de seiva, é prática e facilmente executável, logo, preferível à determinação destrutiva daquela área seccional.

Feitas estas observações, passamos, agora, à correcção do quociente original $A_F/A_{X,o}$ da azinheira (*p.* 201), através do factor f_x ($= 2.17$), que actualizado aquele para $A_F/A_X = 3\,818\text{ m}^2$ [folhas] m^{-2} [xil], e, portanto, $A_X/A_F = 2.62 \times 10^{-4}\text{ m}^2$ [xil] m^{-2} [folhas].

Em relação ao valor de A_S/A_F , noutras espécies arbóreas e latitudes, por exemplo, para a *Pseudotsuga spp.*, em diferentes fases de desenvolvimento (15, 32 e 60 m de altura), a informação reunida por Midgley (2002) permite calcular $A_S/A_F = 2.17\text{ cm}^2$ [xilema] m^{-2} [folhas]; no *Eucalyptus sieberi* (14 anos), Roberts *et al.* (2001) mediram 2.71 e no *Pinus taeda* Ewers *et al.* (2000) determinaram $5.0\text{ cm}^2\text{ m}^{-2}$.

Enfim, pelo facto do parâmetro A_S/A_F ser idêntico (neste exemplo, $\pm 14\%$) em vários biomas de espécies arbóreas, a mesma tendência é esperada para A_X/A_F , à semelhança do que acontece com outros parâmetros de fluxo máximo, como temos visto ao neste trabalho. A ideia base é que A_X/A_F é uma proporção biométrica cujo valor inter e intra-específica pode ser assumida como sendo relativamente constante. Relevante em termos do uso da água é que A_X/A_F mede a eficiência hidráulica com que o xilema drena a água para as folhas.

Assim, tendo sido A_F da azinheira rigorosamente determinada pelo método destrutivo (David, 2000), o valor do factor de correcção f_x , determinado aqui, indica que a importância relativa da área total das folhas fora, então, sobrestimada. A consequente subavaliação da eficiência hidráulica da árvore implicou a subestimativa da sua resistência hidráulica. A subestimativa de A_X origina conflito em torno da lei da conservação da massa porque, como vimos, os outros parâmetros de fluxo máximo (*e.g.*, condutância estomática) da azinheira têm valores similares aos que observámos no sobreiro, em condições edafoclimáticas idênticas.

Passo 2. Escalonamento de u' e índice de área xilémico da azinheira. Admitimos que o método (de Granier) de medição do fluxo de seiva, que é fisicamente consistente, não apresenta incertezas intrínsecas significativas que não sejam as devido à aleatoriedade da flutuação de fluxo electrónico do próprio sistema automático de aquisição de dados.

5 Então, se o fluxo de seiva for estimado pela equação [3.56], a multiplicação de u' pelo índice de área xilémico ($IAX = A_X/A_F \cdot LAI$) converte-o em U_{\max} (= $T_{rf} L_i$ é o numerador da equação [3.56]) com origem na taxa transpiratória, ou seja, a taxa de extracção de água pela árvore, reportada ao metro quadrado da área da projecção da copa (A_p) sobre o terreno.

10 Matematicamente, o escalonamento de u' (em m^3 [água] m^{-2} [xil] s^{-1}) no *SPAC*, passa pela integração da equação [3.56] em A_X , seguida da divisão por A_p , enquadrando formalmente o conceito de *índice de área xilémico (IAX)*, daí decorrente. Da simulação (equação [3.56]) resultou $IAX = 6.18 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$ [xil] m^{-2} [solo] para a azinheira (ver *Passo 1*), que representa também o declive da recta de regressão entre u' e ET_o (diários), em condições de fluxo máximo; K_{cb} actual ajustado em função da restrição $\lambda U_{\max} \leq R_{ni}$.

15 Na transposição da folha para a copa a azinheira, o cálculo optimizado sujeito à restrição $\lambda U_m \leq R_{ni} = 12.8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ($R_g = 23.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; com os parâmetros $\alpha_c = 0.14$; $\tau = 0.21$; $K_{be}(\text{solar}) = 0.601 \text{ m}^2$ [solo] m^{-2} [folhas]), permite obter para a copa e ao meio-dia solar $T_{rc(\max)} = 0.168 \text{ kg m}^{-2}$ [folhas] h^{-1} e, correspondentemente, $U_{\max} = 0.436$ kg m^{-2} [solo] h^{-1} . Para uma integração diária sinusoidal e condução diária de calor (G) nula no sistema, obtém-se a taxa de extracção $U_{\text{dia}} = 4.11 \text{ kg m}^{-2}$ [solo] dia^{-1} (ou mm dia^{-1} ; $\text{dia} = 14.83 \text{ h}$ de luz), numa primeira aproximação. Dado que R_{ni} equivale a 5.22 mm dia^{-1} , a lei conservação de energia implica dividir $4.11/0.79$, o que é equivalente a recuperar $c = 0.79$ para a unidade.

25 Note que, R_{ni} significa fluxo de calor sensível nulo entre a copa e o ar, uma situação típica em florestas promovida pelo estado de neutralidade termodinâmica da atmosfera (Jarvis, 1987). Em rigor, para a associação solo (ensombrado) \times árvore, devemos subtrair à R_{ni} o valor de G que depende do coeficiente de transmissão da copa. Assim, para o albedo do solo seco igual a 0.29, a fracção absorvida pelo solo ao longo do dia e à sombra é estimada por $(2/\pi)(0.14)(1-0.29) = 0.06$, podendo ser desprezada neste cálculo.

30 Termina aqui o processo de calibração da equação [3.56]. Mas, porque a homogeneidade física de uma equação não resolve necessariamente o problema da

escala, a aplicação da referida equação será, ainda, alargada a casos de estudo da azinheira, no longo prazo, e do sobreiro (com balanço hídrico e energético resolvido).

L. | *Notas finais e extensão*

Na primeira fase desta análise, a taxa máxima da extracção diária de água pelo sobreiro, em conforto hídrico, foi quantificada por conversão da taxa transpiratória (secção §3.8.1) e a variação da água disponível no solo enraizado (secção §3.8.2). Alternativamente, a equação [3.56] serviu para estimar o uso da água pela árvore através da simulação do fluxo de seiva, em função da ET_o (com parâmetro K_{cb}), o que permitiu estimar o consumo hídrico anual potencial ($\Sigma U_{\max(p)}$).

A equação [3.56] foi escrita com base na análise dimensional do espaço funcional identificado, para definir hidrodinamicamente o quociente biométrico A_X/A_F , entre a área xilémica efectiva (AXE , ou A_X) e a área foliar total (A_F) (de uma só página). Assim, basta conhecer A_F para ser determinada A_X . Como LAI é estimada indirectamente por métodos ópticos, ao ser determinada A_F como o produto de LAI por A_p , a determinação de A_X por via não destrutiva pode tornar-se rotineira. A equação [3.56] foi explicitamente concebida para integrar, numa única relação matemática, as três secções de fluxo da estrutura hidráulica do contínuo $SAPC$. O esquema conceptual observa a lei da conservação do fluxo de massa (continuidade hidrodinâmica) no $SPAC$; como corolário suporta, também, a definição de outras relações de área do género indicado, nomeadamente, do quociente A_R/A_F . O intuito é caracterizar hidraulicamente a interface solo-raízes pela determinação da área efectiva das raízes finas (A_R) absorventes (ver alínea C), p. 193) e da densidade de fluxo de entrada de água (u_r) na mesma secção.

Já Oren *et al.* (1998; ver, também, Ewers *et al.*, 2001) usaram uma relação do tipo $T_{rc} = (A_S/A_F)\rho u'$ para estimar T_{rc} por m^2 de A_F , a partir de medições de u' e determinando A_S destrutivamente; o domínio físico da fórmula de Oren *et al.* (1998) tem um grau de liberdade a menos que a equação [3.56]; se o numerador desta for escrito como $U = f_i \cdot LAI \cdot \langle T_{rf} \rangle$, a equação [3.56] reduzir-se-á à forma $\frac{A_X}{A_F} = \frac{\langle T_{rf} \rangle f_i}{\rho u'}$ que é a equação de Oren *et al.* (1998) que, no entanto, não se referem à fracção iluminada da folhagem.

Na essência, a equação de Oren *et al.* (1998) reporta-se à densidade de fluxo de água na planta por unidade de área do reservatório hídrico da folhagem, enquanto a equação [3.56] o faz por unidade de área da projecção da copa (A_p) sobre o terreno; note que,

como é conveniente fazer-se, A_p é a área da superfície de controlo sobre a qual o volume de controlo do solo enraizado é projectado.

A folhagem e o solo são dois reservatórios hídricos do *SPAC* que diferem, entre si, em capacidade, superfície de troca de matéria e energia, tempo de residência da água e resistência ao fluxo. Assim, não é indiferente utilizar uma ou outra destas superfícies em relação à qual as densidades de fluxo de interesse se reportam, apesar da possibilidade de poderem produzir resultados idênticos sobre o fluxo de água no *SPAC*.

Acontece que a densidade de fluxo da transpiração e a condutância estomática máximas da folha não diferem significativamente entre espécies mesófitas e higrófitas de diferentes biomas (Abrams *et al.*, 1994; Körner, 1995). Neste sentido, veja-se: se todas as folhas de uma árvore estão iluminadas ($f_i = 1$) e se compararmos esta com outra com $f_i = 0.5$ e se ambas as árvores tiverem o mesmo valor de $(A_x/A_F)\rho u'$ (transpiração), obteremos diferentes valores da transpiração da folhagem, neste caso, relacionados por um factor 2, porque $\langle T_{rc} \rangle = f_i \cdot LAI$.

Além disso, (1) numa folhagem com configuração definitiva, T_{rc} é igual a $f_i \cdot LAI$ vezes menor do que a taxa de extracção de água (U); (2) a capacidade hídrica do reservatório “folha” do sobreiro é 0.16 mm, ou 0.50 mm (ao m^2 de solo) num sobreiro adulto com LAI típico de 3.13; para T_{rf} média (na folha) igual a 0.68 e ~ 0.25 mm/h, o tempo de residência da água neste reservatório de, respectivamente, $\tau = 0.74$ e 1.7 h, mede o atraso máximo que demoram as raízes a responder à transpiração nas folhas solicitada pela atmosfera, em conforto e sob défice hídrico. Este tempo de residência é muito inferior ao ($\tau = 30$ dias) da água do solo enraizado, quando o sobreiro fez uso intensivo do recurso.

Sobretudo, o teor hídrico relativo (*RWC*) da água na folha do sobreiro não baixa de 0.80–0.82, durante todo o Verão (Nardini *et al.*, 1999). Por esta razão *RWC* é ineficaz para explicar a variação diária e sazonal da condutância estomática e da taxa transpiratória, ao contrário do que acontece com a variação da água disponível no solo, durante um ciclo completo de dessecação, em conformidade com a base hidráulica do conceito de dimensão linear de enraizamento (equação [3.47, p. 151], igualmente captada pela equação [3.56] no escalonamento do fluxo de água no *SPAC*.

A calibração da equação [3.56] foi eficaz na estimativa do uso da água pela azinheira, através de vários passos de integração temporal. A área A_x da secção de fluxo no tronco da azinheira foi correctamente determinada a partir da referida equação (que

explicita a relação biométrica A_X/A_F), essencialmente porque, entre outros aspectos, o fluxo daí derivado explicou a energia disponível na folhagem.

Em relação aos resultados de David (2000) sobre o fluxo de seiva, vimos que a equação [3.56] justificou a introdução do factor de correcção $f_x = 2.17$ pelo qual a área do xilema “observada” foi multiplicada (ver também, *p.* 190). Deste modo a resistência hidráulica aparente da azinheira reduziu-se de 12.0 (David, 2000) (aqui, *p.* 162; linha 5 35) para $R_p = 5.53 \text{ MPa}/(\text{kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ h}^{-1})$, sendo equivalente a $R_{pL} = 7.19 \text{ MPa}/(\text{kg m}^{-2} [\text{folhas}] \text{ h}^{-1})$. Sublinha-se que com base nesta correcção da resistência hidráulica da planta, a azinheira ficou incluída no grupo das suas congéneres esclerófilas mediterrânicas, tais como o *Q. suber* (Lo Gullo *et al.*, 2003; este estudo, *p.* 161–162), o *Q. ilex* (Lhomme *et al.*, 2001) e o *Q. coccifera* (Rambal, 1993). Acima de tudo, esse acerto resultou na reconciliação da azinheira com as suas congéneres nas perspectivas “convergentes” de Abdul-Jabar *et al.* (1984), da resistência hidráulica da planta; de Hasegawa & Kasubuchi (1993), da taxa de extracção específica; de Körner (1995), da condutância estomática máxima; da razão biométrica A_X/A_F (Friend *et al.*, 1997), da eficiência hidráulica do fluxo de seiva. 10

Os métodos de Granier (MG) e de Cohen (MC) exprimem o fluxo volumétrico (u') da seiva por unidade de A_X (no tronco); assim a expressão de u' por unidade de área da superfície do terreno implica o passo intermédio que é a sua integração espacial na área de fluxo A_X . A subestimativa do fluxo de seiva pelo MG, em relação ao método similar de Cohen, é geralmente corrigida por um factor de calibração de ~ 0.55 (ver David, 2000: 115). Mas, pelo que vimos, o MC não parece ser suficientemente fiável para servir de método de referência para a determinação do fluxo de seiva. 20

Várias fontes experimentais podem estar na origem das referidas subestimativas do fluxo de seiva, atribuídas ao MG. Idealmente, este deve ser sempre comparado a outros métodos, cuja informação é mais fidedigna, tais como: (1) o “método isotópico” baseado na injeção e medição do fluxo do óxido de deutério, D_2O (James *et al.*, 2003) em árvores; (2) o método aerodinâmico das flutuações instantâneas (“eddy correlations”) do fluxo de momento cinético do vento (David *et al.*, 1997; Lhomme *et al.*, 2006; Paço, 2003; Silvestre, 2003); (3) o balanço hídrico em plantações arbóreas (Engel *et al.*, 2005). 25 30

Finalmente, sugerimos uma revisão da calibração original da útil equação de Granier, baseada na área do tecido xilémico e não na sua porosidade. Um método que parece reunir condições para servir de referência é o método baseado na medição do tempo de

percurso do isótopo estável D_2O , utilizado por James *et al.* (2003) num estudo comparativo do fluxo de seiva, com quatro espécies de árvores tropicais (*Anacardium excelsium*, *Ficus insipida*, *Schefflera morototoni*, *Cordia alliodora*).

O estudo confrontou o desempenho do MG com o referido método isotópico, tendo sido posto em evidência que o MG subestimou o fluxo medido com base em D_2O por um factor de 13.6! A percentagem explicada pelo MG é explicada pelo intervalo (5–12%) da porosidade típica do tecido xilémico no tronco (James *et al.*, 2003; Leal *et al.*, 2006) (ver p. 202), geralmente ignorada na estimativa de A_X quando se opera com o MG. Valores máximos de fluxo de seiva são da ordem 1 000 $mm\ h^{-1}$ (Tatarinov *et al.* 2005) em árvores nas zonas de clima temperado; um valor intermédio aos 500 e 1900 mm/h , obtidos por James *et al.* (2003), pode ver-se na Fig. 3.48-A (p. 209) que a máxima densidade de fluxo de seiva simulada atingiu 995 $mm\ h^{-1}$, no tronco da azinheira. O fluxo observado (MG) não foi além dos ~300 mm/h , em claro contraste com o resultado da simulação.

À parte a subestimativa do fluxo de seiva que é típico do MG, este é simples e apresenta várias vantagens práticas e económicas, como ser amovível o dispositivo de medição, basear-se num sistema automático de leituras, podendo cobrir uma apreciável extensão de terreno, independentemente da orografia deste (Tatarinov *et al.* 2005). Ao MG é apontada a desvantagem que envolve a oclusão de vasos xilémicos (tiloses), eventualmente provocado pela inserção dos sensores termoeléctricos no tronco. Mas as tiloses nem sempre acontecem, dependendo das características anatómicas da espécie arbórea (James *et al.*, 2003), ou ocorrem naturalmente, como acontece no sobreiro (Natividade, 1950, Leal *et al.*, 2006).

Outras desvantagens do MG estão associadas a sua sensibilidade ao gradiente térmico ambiental, à diminuta dimensão do domínio aquecido (área de amostragem), associação entre a anisotropia do perfil radial do fluxo (axial) da seiva bruta e perdas de calor por condução lateral (Tatarinov *et al.* (2005).

Uma característica favorável ao MG que destacamos é a sua elevada sensibilidade ao forçamento ambiental (*e.g.*, radiação, DPV , humidade no solo), na descrição qualitativa da evolução sub-horária do fluxo de seiva, como testemunham as séries temporais produzidas pelo sistema de registo (David, 2000; Lhomme *et al.*, 2001; Paço, 2003; Engel *et al.*, 2005). Por isso, parece-nos que a questão do adequado escalonamento entre a densidade de fluxo de seiva e a extracção de água pela árvore reside essencialmente

no algoritmo de conversão; para isso é essencial o valor correcto do índice de área do xilema.

5 Todas as limitações apontadas ao procedimento comum para a determinação de A_X favorecem um método indirecto de acesso a este parâmetro hidráulico da árvore, baseado na combinação de tecnologias disponíveis, algumas usadas aqui, e apoiado pela modelação mecanística do fluxo de seiva. Este deve ser adequadamente escalonado e a equação [3.56] é uma candidata a servir de base a esta abordagem, pelas razões já argumentadas.

10 À equação acima referida, deve associar-se o esquema de Jarvis (1987) que oferece critérios para a determinação dos factores de redução que exprimem a resposta multiplicativa da condutância estomática às variáveis ambientais, ao longo do dia e em períodos mais alargados, para actualizar o fluxo de água no *SPAC*, *e.g.*, em taxa de extracção. A escala relativa da taxa de extracção determina o coeficiente cultural de base (K_{cb}) da árvore. Este é um valor máximo cujo intervalo típico foi 0.85–0.92, sendo
15 similar ao atribuído a culturas arvenses, *i.e.*, 0.9–1.1 (*cf.* Allen *et al.*, 1998).

Num outro nível da análise, interpretámos o parâmetro A_X/A_F como uma medida da eficiência do sistema hidráulico da árvore; e quanto menor (maior peso de A_F) for o seu valor, maior será a eficiência hidráulica do xilema no fornecimento da seiva bruta às folhas. Tendo em conta que a eficiência de fluxo aumenta com a quarta potência do
20 diâmetro das condutas (equação Poiseuille-Hagen), aparentemente, esta visão está de acordo com a diminuição do diâmetro dos vasos xilémicos a partir das raízes e com a diminuição da vulnerabilidade à cavitação nesse sentido (Jackson *et al.*, 2000).

O sobreiro produz vasos condutores largos, na Primavera, com cerca de 0.15 mm de diâmetro, mas este diminui para ~0.012 mm (Natividade, 1950: 96), no Verão, quando
25 sobrevivem o *stress* hídrico; mas, à semelhança do que acontece com a condutância hidráulica (Nardini *et al.*, 1999; Lo Gullo *et al.*, 2003), a área condutora do xilema mantém-se constante (Leal *et al.*, 2006). Manter A_X constante traduz-se, também, na constância de A_X/A_F e do *LAI*, ao longo do ano, o que é verificado empiricamente.

Mesmo assim, o sobreiro foi a espécie mais vulnerável à cavitação, num grupo de
30 espécies vegetais mediterrânicas com *C. siliqua*, *O. oleaster* e *Q. pubescens*, ao reduzir para 35 a 48% a condutância hidráulica entre Junho e Novembro; geralmente em Julho, o sobreiro tem tendência para interromper o crescimento da parte aérea (Lo Gullo *et al.*, 2003), essencialmente, quando o potencial de água no solo enraizado atinge –1.5 MPa (Otieno *et al.*, 2006).

A partir de então, os vasos largos produzidos na Primavera acabam por cavitarem, ficando em funcionamento apenas os vasos mais estreitos (surgidos no Verão) e mais resistentes à cavitação, tal como Corcuera *et al.* (2006) observaram no *Q. pyrenaica*. Nessa quadra, a árvore desvia a actividade de crescimento da parte aérea e intensifica o crescimento das raízes em busca da água, às expensas das reservas acumuladas na fase anterior (López *et al.*, 2001 a e b). Todo este conjunto de características ecofisiológicas exibido pelo sobreiro, como forma de resposta à carência hídrica, orienta-se no sentido de poupar (conservar) água, o que resulta em maior tempo de residência da água no sistema. A afinidade ecológica entre o sobreiro e a azinheira sugere que a segunda deve adoptar, globalmente, o mesmo padrão ecofisiológico sob o efeito do mesmo grau de *stress* hídrico, quando ocorrem na mesma comunidade.

Nas secções seguintes, a equação [3.56] será aplicada aos casos de estudo do sobreiro e da azinheira, no curto e no longo prazo. Depois, a mesma equação (invertida) e a equação [3.59] serão combinadas para gerar a curva anual da taxa diária da extracção de água.

3.9.3.1 | Aplicação a estudos de caso: azinheira e sobreiro

A equação [3.56] tem interesse fundamental e prático no sentido de que constitui um método alternativo e não-destrutivo para a estimativa da área xilémica efectiva, requerida para o escalonamento espacial do fluxo de seiva no *SPAC*, a partir de medições do fluxo de seiva efectuadas no tronco, através do método de Granier, como já foi referido.

No modelo de escalonamento do fluxo de seiva, a escolha de ET_o como variável de “input” (entrada) foi deliberada, por esta se basear numa equação mecanística (Monteith & Unsworth, 1990) amplamente difundida após a *FAO* a ter proposto como paradigma para a determinação das necessidades hídricas das culturas (Smith *et al.* 1990; Allen *et al.*, 1998). A equação de Penman-Monteith é exigente em quantidade de informação e tipo de variáveis climáticas, mas, o *Centro Geofísico de Évora (CGE)*, por exemplo, produz, acumula e disponibiliza, na “internet”, toda a informação necessária à determinação de ET_o .

Regressando ao fluxo de seiva, a aplicação mais ampla e pretendida da equação [3.56] envolve a estimativa da curva anual do consumo de água pelas quercíneas mediterrânicas em conforto hídrico, neste caso, a) *azinheira* (sob meta-análise) e b)

sobreiro (para o qual o balanço hídrico foi efectuado); e *c*) representando a equação [3.56] uma curva “máxima”, também serve para a elaboração de um índice de “stress” hídrico (ISH), caso haja uma curva actual da taxa de extracção de água (obtida para o sobreiro); além disso, veremos, *d*) o esquema de cálculo permite estimar as áreas das secções de fluxo hídrico no *SPAC*, uma vez que a equação [3.569] é uma versão bio-hidrológica da equação de continuidade.

A partir deste ponto, passam a ser discutidas as implicações práticas que resultam da resolução simultânea da equação [3.56] e do balanço hídrico do fitossistema.

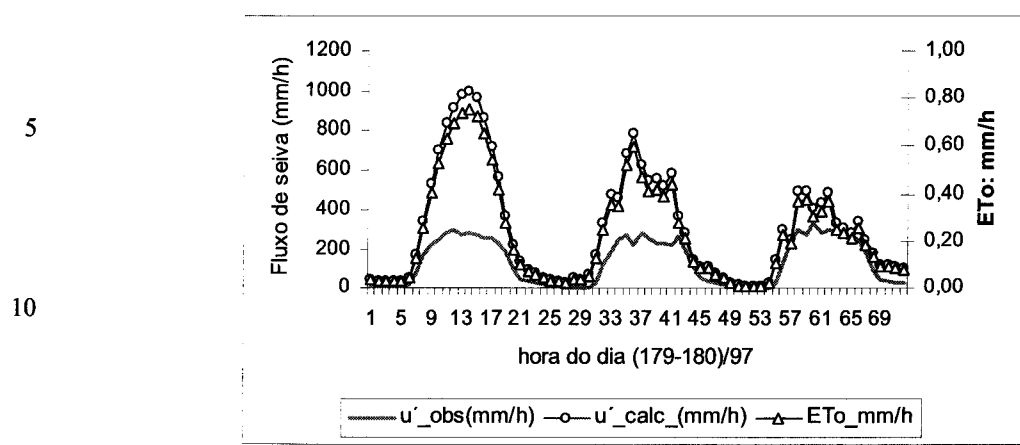
10

A. *Azinheira: meta-análise para a estimativa da área da secção de fluxo xilémico e do integral diário da taxa de extracção de água*

Para começar, recordam-se os parâmetros anatómicos da azinheira, relacionados com as secções de fluxo de água da azinheira com interesse para esta análise:

15 $A_F = 256.6 \text{ m}^2$; $LAI = 2.6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (área foliar total e índice de área folia),
 $A_{T(1.3)} = 0.1817 \text{ m}^2$, área da secção transversal do tronco à altura de 1.3 m:
 $A_{T(1.3)}$ divide-se em (100 %): área do cerne (fluxo nulo):
 $A_C = 0.0371 \text{ m}^2$ (20.43%) (cerne; zona central da madeira, onde não há fluxo)
 $A_B = 0.1342 \text{ m}^2$ (59.86%) (BORNE, ou lenho onde se localiza o tecido condutor); e 74.5% do lenho.
20 $(A_C + A_B = 0.1713 \text{ m}^2$; cerne + borne)
 $A_{\text{cort}} = 0.0104 \text{ m}^2$ (5.74%) (cortiça)
 $A_{X_0} = 0.0310 \text{ m}^2$ (17.22%) (xilema hidroactivo, observado pelo método do perfil radial de u' no tronco (M. T. David); projectado até 49 mm, dá 0.034 m^2).
25 $A_X = 0.0672 \text{ m}^2$, estimado aqui.

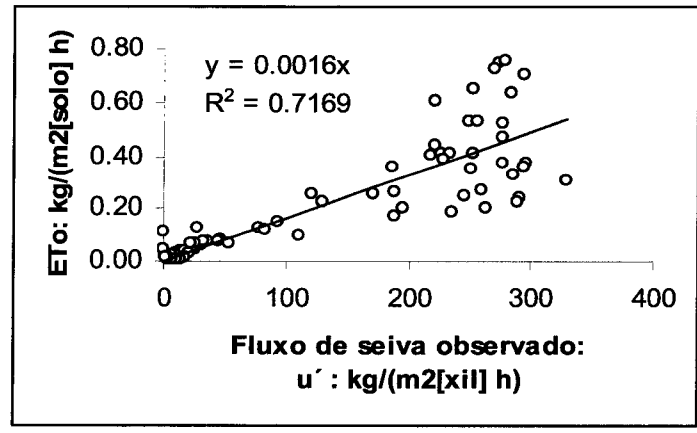
Nos gráficos seguintes, pode ver-se que o tipo de correlação preconizado pela equação [3.56] é efectivamente observada. Assim, no período de integração diário, e durante os três últimos dias de Junho (1997), verifica-se sincronia entre todas as curvas na Fig. 3.48-A, onde as densidades de fluxo de seiva (eixo vertical esquerdo) se referem à unidade de área xilémica efectiva e a densidade de fluxo da ET_0 (eixo vertical direito) se reporta à unidade de área do solo.



15

Fig. 3.48-A. Mitra, dias 28 a 30 de Junho, 1997. Fluxo de seiva na azinheira: $\langle u'_{calc} \rangle$ é calculado pela equação [3.56] em função da ET_0 e ajustado pelos parâmetros observados $K_{cb} = 0.90$ e $c = 1$; u'_{obs} representa u' original (David, 2000), que deve multiplicar-se pelo factor (2.17) de correcção da área do xilema (ver texto). A curva de u'_{obs} foi conservativa e não captou a variação da ET_0 local (eixo vertical direito): 7.27, 5.32 e 3.81 mm dia⁻¹, respectivamente. Informação climática fornecida pelo CGE (ver Anexo 5).

20



25

Fig. 3.48-B. Relação (original) diária entre a evapotranspiração de referência, ET_0 ($\text{kg}/(\text{m}^2 [\text{solo}] \text{h})$) e a densidade de fluxo de seiva, u' ($\text{kg}/(\text{m}^2 [\text{xil}] \text{h})$) medida na azinheira (David, 2000); $c = 1$, $K_{cb(\text{max})} = 1$ (ver texto).

30

A diferença de escala entre o fluxo de seiva observado (por David, 2000) e o fluxo de seiva calculado (equação [3.56]) deve-se ao factor de correcção 2.17. Como verificámos, a evolução diária do fluxo de seiva observado capta as flutuações instantâneas da ET_0 mas u' (original) revela-se conservativo, não obstante o relativo conforto hídrico da azinheira, durante os três dias analisados e, por isso mesmo, a série simulada acompanha a curva da ET_0 .

35

Tínhamos já observado que o adequado funcionamento do sistema de medição do fluxo seiva traduzido pela variável de saída cuja evolução tivesse o perfil temporal da ET_o , como preconiza a equação [3.56]. De outro modo, a análise dos dados de fluxo de seiva só poderá ser qualitativa como foi observado, por exemplo, em relação ao eucalipto e à azinheira David (1995, 2000), ao pomar de pessegueiro (Paço, 2003) e à vinha (Silvestre, 2003).

O aspecto quantitativo da correcta estimativa da taxa de extracção a partir da medição do fluxo de seiva só será resolvido quando tivermos um factor de escalonamento adequado entre u' e U (esta pode ser aproximada a ET_o , em condições de fluxo máximo). O recuso à equação [3.56], as médias horárias máximas do fluxo de seiva da azinheira, simulado para os dias 20 a 30 de Junho, converte-se em $U = 0.58 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ h}^{-1}$ (ou mm h^{-1}).

Quanto à velocidade da seiva (na azinheira), e considerando apenas o primeiro dia, a Fig. 3.48-A oferece-nos uma imagem segundo a qual a água absorvida pelas raízes é visivelmente acelerada no xilema. Para o dia 28 de Junho, a velocidade máxima do fluxo de seiva atingiu $\sim 1000 \text{ mm h}^{-1}$ (equivalente à taxa de extracção máxima de 0.436 mm h^{-1}), contra os 329 mm h^{-1} medidos (método de Granier). Por outro lado, quando comparada com o fluxo de seiva, a taxa transpiratória na folha diminui, mas aqui, acompanhada de mudança de fase.

A partir das densidades de fluxo de seiva que James *et al.* (2003) integraram em 24h, negligenciámos o fluxo nocturno e considerámos uma evolução diurna sinusoidal do fluxo de seiva; a ponderação do fluxo diurno (14 h de luz) permite calcular a taxa máxima correspondente ao meio-dia solar em $(500)(\pi/2) = 785 \text{ mm h}^{-1}$ e $2\ 355 \text{ mm h}^{-1}$ (0.65 mm h^{-1}). Nobel (1991) chegou a considerar 1 mm s^{-1} (ou $3\ 600 \text{ mm h}^{-1}$), como valor máximo instantâneo. As diferenças de fluxo indicadas podem ser atribuídas à porosidade do lenho. A densidade de fluxo de seiva pode apresentar uma variação radial e axial apreciável na mesma árvore (James *et al.*, 2002; James *et al.*, 2003).

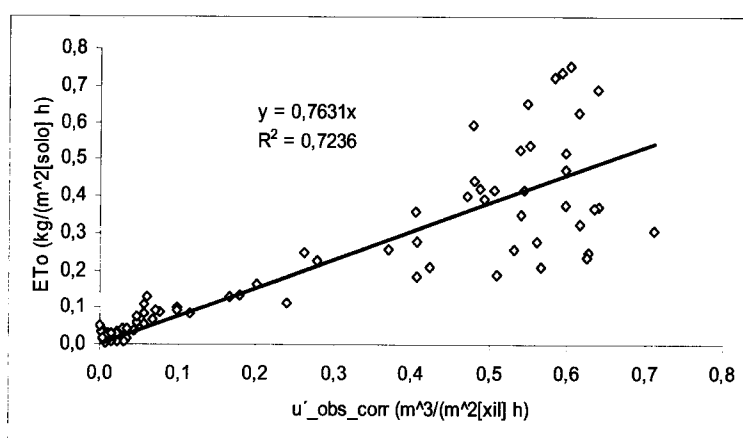
Ainda da Fig. 3.48-A se obtém a correlação (original) entre ET_o e u' observada (David, 2000), em que ET_o está em função de u' (Fig. 3.48-B). Como a azinheira teve sempre água adequada, no gráfico u' é máximo; além disso $c = 1$, $K_{cb(\text{max})} = 1$. Aqui, o declive da correlação linear representa o inverso do índice de área do xilema (IAX) “não corrigido”, logo, o seu valor mais alto. Mas, em média, no ciclo vegetativo, $K_{cb(\text{max})} < 1$,

c também é < 1 e o seu produto é o factor compósito ($c \cdot K_{cb(max)}$), de segunda ordem de dízimas, o que diminui (ajusta) o primeiro cálculo de u' .

O declive da recta ajustada (Fig. 3.48-B) é $0.0016 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$ e, multiplicado por A_F/LAI , estima o valor corrente da A_X a 1.3 m acima do solo, neste caso, 0.1579 m^2 .

5 Como este valor é maior que a área do borne ($A_B = 0.1342 \text{ m}^2$), devem-se corrigir e identificar os factores de correcção de A_X . Os termos envolvidos são $K_{cb(max)} = \sim 0.9$ e $c \leq 1$. Se $c = 0.8$, o factor de correcção dá $(0.9)(0.8) = 0.72$ e $A_X' = 0.115 \text{ m}^2$. A fotografia da secção transversal do tronco, inspeccionada em David (2000: 85), indicava um valor claramente inferior para este parâmetro, pelo que deve impor-se a condição $c < 0.8$.

10

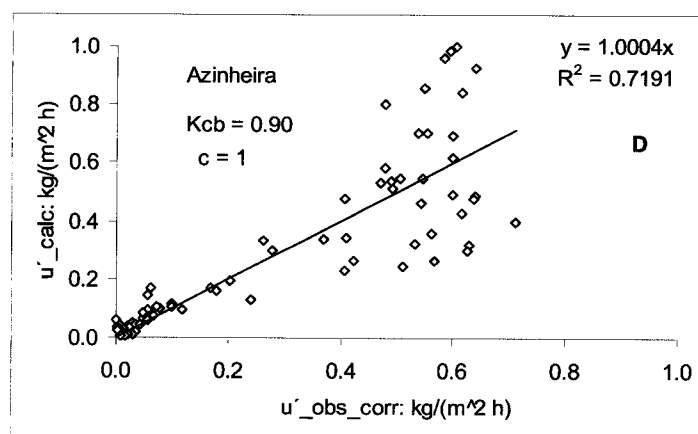


15

20

Fig. 3.48-C Relação entre $\langle u'_{calc} \rangle$ (pela ELE) e $\langle u'_{obs_corr} \rangle (= 2.17(u'_{obs}))$ da Fig. 3.48-C, mediante $K_{cb(max)} = 1$ e $c = 1$, para médias horárias ou sub-horárias.

25



30

35

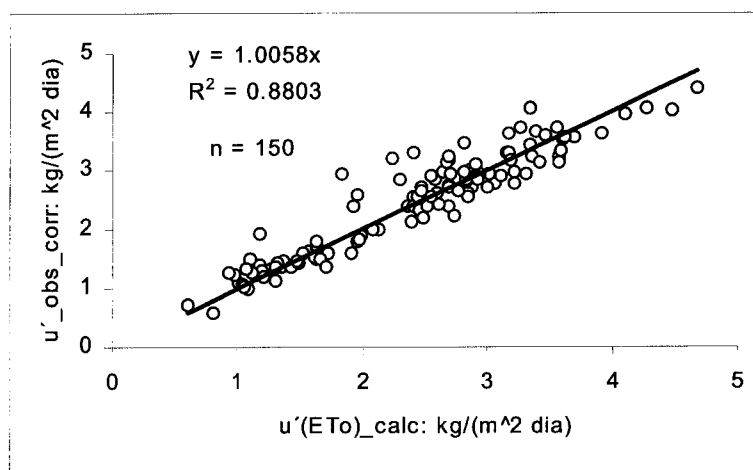
Fig. 3.48-D Correlação de unitário: o mesmo que na Fig. 3.48-C, com as variáveis nas mesmas unidades; e $K_{cb(max)} = 0.90$ e $c = 1$, para médias horárias.

40

O facto é que c é um factor artificial e auxiliar, pelo devemos averiguar se tem, ou não, efeito neutro (*i.e.*, $c = 1$); na escala temporal diária, c ser associado ao coeficiente de transmissão da folhagem e este está ausente na equação [3.56]. Mesmo assim, calculámos $c = 0.702$ (em função do coeficiente de transmissão, com $Z = 0^\circ$, e de $LAI =$

5 2.6). Por agora, mantemos este tópico em aberto para analisarmos, antes de prosseguirmos, a relação entre valores medidos e corrigidos ($\langle u'_{obs_corr} \rangle = 2.17(\langle u'_{obs} \rangle)$) do fluxo de seiva, por um lado, e por outro lado os simulados ($\langle u'_{calc} \rangle$) por inversão da equação [3.56], com $c = 1$, $K_{cb} = 1$ e $A_{X(opt)}$ (numericamente optimizada).

10



15

20

25

Fig. 3.49 Azinheira. Relação entre valores simulados e corrigidos do fluxo de seiva ($\text{m}^3 \text{m}^{-2} [\text{xil}] \text{dia}^{-1}$), pela equação [3.56], e valores observados (David, 2000), referente aos primeiros 150 dias do ano de 1997. $r^2 = 0.88$; amostra, $n = 150$; o declive é 1.00 para $K_{cb} = 0.809$, $c = 0.702$; $\langle u'_{obs_corr} \rangle = 2.17u'$ (u' : método de Granier; David, 2000).

O critério de convergência é baseado na conservação da massa (escoada), igualando os integrais em área das densidades de fluxo de água entre as secções em causa, de tal modo que seja igual à unidade o declive da recta de regressão entre os valores

30 observados e corrigidos e os valores calculados de u' . É esperado que a equação [3.56] gere uma correlação linear e positiva entre ET_o e u' , em qualquer escala temporal mensurável pelo sistema de medições, desde que a capacitância hídrica da árvore seja suficientemente pequena. Assim, o resultado do teste qualitativo para a aplicação da

35 referida equação (Fig. 3.48-C) e aquele que identifica o factor de correcção ($f_x = 2.17$)

de u' , via correcção da A_X , mostra-se na Fig. 3.48-D, onde o declive unitário foi ajustado.

O declive unitário na Fig. 3.48-D (dias 28 a 30 de Junho de 1997) equivale à redução da ET_0 à taxa de extracção máxima ($U_{\max} = ET_0 \cdot K_{cb(\max)}$) corrente (alternativamente, U_{\max} obtém-se pela equação [3.48]). O mesmo tipo de ajustamento com declive unitário (Fig. 3.49) refere-se ao produto $cK_{cb} = 0.90$; mas, sendo $K_{cb} = 0.90$, na simulação, logo $c \approx 1$, reflectindo efeito neutro deste parâmetro em escalas horárias ou mais finas.

A correlação linear na Fig. 3.48-D refere-se a dados horários; a dispersão é claramente menor quando o fluxo de seiva é inferior a $0.25 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (mm h^{-1}) e ET_0 inferior a $\sim 0.35 \text{ mm h}^{-1}$ (Fig. 3.48-B). Até aqui (cf., Fig. 3.48-A a Fig. 3.48-D), vimos exemplos de aplicação directa da (inversão da) equação [3.56] para a predição de u' em função da ET_0 quando há pleno conforto hídrico. Por conseguinte, a definição hidráulica da relação $u'(ET_0)$ (cf. equação [3.56]) não carece de mais nenhuma correcção que não as consideradas até agora.

No entanto, duas fontes de redução da taxa transpiratória actual actuam: uma corresponde à resposta dos estomas à variação do défice de pressão de vapor (DPV) atmosférico, para um dado potencial hídrico no solo; a outra, na interface solo-raízes, está associada à restrição que a diminuição do potencial matricial da água e da condutividade hidráulica do solo impõem à absorção da água pelas raízes. A falta de água conduz ao ajustamento do K_{cb} , que pode ser feito através de uma função de redução da condutância estomática, que traduza a diminuição da água disponível sugerida pela Fig. 3.37 (p. 128).

A expressão dos resultados da simulação culmina na Fig. 3.49, usando integrais diários da ET_0 que são convertidos em fluxos de seiva diários ao longo dos primeiros cinco meses do ano de 1997 (a série exclui o mês Junho, usado na parametrização). Novamente, a convergência do declive para a unidade é o critério que determina o valor do produto cK_{cb} , igual a 0.568, no longo prazo, onde $c = 0.702$ e $K_{cb(\max)} = 0.809$ (~ 0.81).

O factor c pode estar associada à atenuação da curva sazonal da ET_0 que é sinusoidal. Nota-se que a diminuição do valor máximo do produto $cK_{cb} = 0.90$, de curto prazo (Fig. 3.48-D), para 0.568 ($= (0.631)(0.90)$), no longo prazo (de metade do ciclo vegetativo), associa à curva anual relativa de $U(t)$ um padrão temporal quase sinusoidal, cuja média é $2\pi^{-1} = 0.637$, semelhante ao factor 0.631 indicado.

Neste ponto da análise damos por esclarecidos os aspectos básicos ligados às aplicações da equação [3.56], sem factor de redução da condutância estomática. Nas alíneas seguintes, veremos como a aplicação desta equação se pode alargar ao estudo da relação entre o uso da água pelo sobreiro e a área xilémica efectiva da árvore e da

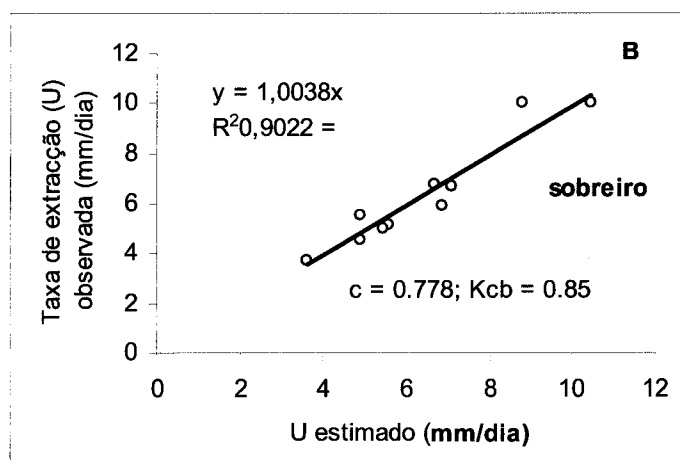
5

B. Sobreiros jovens: caso de estudo com balanço hídrico resolvido e determinação da área da secção de fluxo xilémica e do índice de área xilémico

A utilização da equação [3.56] ao caso do sobreiro, com o balanço hídrico resolvido, significa estimar a relação biométrica A_X/A_F , entre a incógnita A_X (a área do xilema hidroactivo) e a área foliar total, conhecida. Deste modo, e para o período de conforto

10 hídrico primaveril em análise, o resultado é a correlação linear ilustrada na Fig. 3.50, em que o valor unitário (erro de + 0.38%) do declive decorre da optimização numérica, à semelhança do que foi feito para o caso da azinheira.

15



25

35

Fig. 3.50 Taxa de extracção de água pelos sobreiros jovens (escalonamento da taxa de transpiração foliar), para dez datas entre 15/Maio e 15/Junho de 2002. Parâmetros observados: $K_{cb(max)} = 0.85$; $c = 0.778$; $LAI = 3.54$. Idade dos sobreiros = 6 anos. Cada ponto representa a média da taxa transpiratória em 5 a 10 folhas por árvore, numa amostra de sete sobreiros. “Taxa de extracção” (observada) = “taxa transpiratória foliar $\times L_i$ ” (ver texto)

45

A convergência do declive para a unidade (entre valores observados e estimados de U) foi justificada pelos valores observados dos parâmetros $c = 0.778$ e $K_{cb(max)} = 0.85$ (ou $cK_{cb(max)} = 0.66$); o resultado foi $A_X/A_F = 2.24 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ m}^{-2} [\text{folhas}]$. Como $A_F =$

4.57 m² [folhas], obtém-se $A_X = 1.02 \cdot 10^{-3}$ m² de xilema (ou 10.2 cm²) por árvore. Esta cifra dá, para a árvore do sobreiro jovem, 0.45 m² [folhas] por cm² da área xilémica efectiva, contra os 0.38 m² cm⁻² na azinheira (cf. Quadro 3.32). Aparentemente, o sobreiro jovem tem um valor de A_X/A_F que é 85% do seu homónimo na azinheira adulta, significando ser o primeiro, aparentemente 15% hidraulicamente mais eficiente do que a segunda, tendo em conta a diferença de idades de ~80 anos. No entanto, a diferença pode não ter significância estatística. A perspectiva A_X/A_F é atraente, porque simplificador, em modelação.

Ao nível da árvore, o índice de área do xilema hidroactivo do sobreiro jovem é $IAX = 7.93 \cdot 10^{-4}$ m² [xil] m⁻² [solo]; este valor é equivalente a 7.93 m² [xil] ha⁻¹ para uma idealizada disposição “compacta” e sem sobreposição das copas das árvores numa floresta ou numa plantação, portanto, com cobertura completa do solo ($C = 1$). Neste sentido, o valor do IAX da árvore estabelece o limite superior deste escalar, precisamente porque o factor de escalonamento entre a árvore e a plantação é C , que varia entre 0 e 1. Valores intermédios de C , em povoamentos arbóreos reduzem o índice de área xilémico da plantação em relação ao IAX da árvore. O conceito de índice de área xilémico decorre do escalonamento do fluxo de água entre a secção xilémica de fluxo de seiva, definida no tronco a 1.3 m acima do solo, e a área (A_p) da superfície de controlo do solo (delimitada pela projecção da copa sobre o terreno). Nota-se que o IAX , o LAI e o índice de área das raízes (IAR) foram todos reunidos na equação [3.56].

Se, por um lado, a importância do IAX é reclamada pelos estudos de eco-hidrologia a nível local (Rodríguez-Iturbe & Porporato, 2004; Cermák *et al.*, 2006) e global (Jackson *et al.*, 1997), por outro lado, desconhecemos a existência de qualquer programa de investigação científica que se proponha a determinar o IAX nos ecossistemas das esclerófilas mediterrânicas, nomeadamente em Portugal.

O objectivo aqui é clarificar critérios numéricos que permitam estimar a área das raízes (A_R) finas e que possam ser úteis na codificação de rotinas de cálculo, em módulos de modelos numéricos da produtividade primária dos biomas terrestres. Estes modelos, por sua vez, fazem parte dos modelos numéricos da superfície, requisitados pelos modelos mecanísticos da circulação geral da atmosfera (Santos *et al.*, 2002). Os modelos de circulação da atmosfera são utilizados em estudos sobre a interacção entre a atmosfera e a vegetação sobre uma dada malha de resolução espacial da superfície do

Globo e servem, em outros objectivos, para simular a importância hidrológica da vegetação, na qual as raízes desempenham um papel fundamental (Feddes *et al.*, 2001).

A produtividade primária, referida no parágrafo anterior, pode ser medida pela densidade de árvores do ecossistema, ou por outras propriedades ecológicas dela decorrentes, de que a “carga xilémica” é um exemplo. O sobreiral jovem, com base na quadrícula 4 m x 4 m e 625 árvores por *ha*, de acordo com os cálculos, atingiu $C = 0.081$ ($= (1.29 \text{ m}^2 [\text{solo}])(625)$ ao *ha*), em 2002; a área total do xilema atingira $0.64 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1}$ (digamos, à taxa crescimento linear de $0.11 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$). O conhecimento da taxa de crescimento da carga xilémica da plantação, antes da fase de maturidade, deve permitir ao gestor agroflorestal prever a idade da plantação para, por exemplo, determinar o início do desbaste faseado que se impõe. O desbaste deve orientar-se no sentido de assegurar a carga xilémica (e não a densidade arbórea) máxima da estação florestal que, na fase de maturidade, esteja em equilíbrio com a normal climatológica da precipitação pluviométrica local.

15

C. *Estimativa da área seccional do fluxo hídrico nas raízes, índice de área das raízes finas e densidade arbórea da plantação*

A equação [3.56] (p. 274) permitiu explicar concisamente a taxa de extracção de água observada em torno da árvore e sustentou a determinação da área da secção hidráulica xilémica do tronco (*cf.* Quadro 3.32).

Exploramos, agora, a vertente preditiva da equação [3.56], trazendo para a análise os pares de secções de fluxo “raízes finas/xilema (do tronco)” e “folhas/raízes finas”, na tentativa de quantificar as relações “área das raízes finas / área xilémica” (A_R/A_X) e “área das folhas / área das raízes finas” (A_F/A_R).

O objectivo é estimar a área total efectiva (A_R) da superfície absorvente das raízes finas colectoras de água e nutrientes minerais e o índice de área das raízes (IAR) finas. Note que estando A_R e IAR presentes na equação [3.56], torna pertinente relacionar-se IAR e a taxa de extracção de água (U) pela árvore com base em dois critérios independentes um do outro: um que envolva o balanço da água em torno da árvore e outro que dependa da dinâmica da água do solo insaturado à capacidade de campo.

Em última análise, propomo-nos a um objectivo relevante que é a predição da densidade de árvores adultas num montado (ou do sobreiral equivalente) em maturidade, com base na relação eco-hidrológica entre a taxa de redistribuição da água do solo e a taxa de entrada de água (u_r) nas raízes, nas condições de conforto hídrico

acima referidas. Para começar, o Quadro 3.32 contém os parâmetros bio-hidrológicos do sobreiro e da azinheira a serem usados na simulação que se segue e que explora as interações entre as secções de fluxo das raízes, do xilema e das folhas. Eventualmente, recorreremos a dados da bibliografia consultada para o cálculo dos factores de conversão de fluxos que possam ser considerados “valores (escalares) de referência”.

O ambiente edafoclimático de interesse é caracterizado por conforto hídrico na rizosfera e pela evapotranspiração de referência máxima ($ET_0 = 7.61 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$; $\text{dia} = 24 \text{ h}$, cf. Smith *et al.*, 1992) e que se reportam ao período experimental entre 15 de Maio e 15 de Junho de 2002. Recordamos que a máxima densidade de fluxo de seiva no sobreiro foi $\rho u' = 0.12 \text{ kg m}^{-2} [\text{xil}] \text{ s}^{-1}$, verificado no dia 11 de Junho de 2002 (ver Fig. 3.26); o máximo ao meio-dia solar iguala $\sim 0.18 \text{ kg m}^{-2} [\text{xil}] \text{ s}^{-1}$. Para avançarmos, determinemos primeiro os valores ainda desconhecidos de A_R e u_r (em $\text{kg m}^{-2} [\text{raízes}] \text{ s}^{-1}$), em regime permanente, a caudal constante.

A conservação do caudal entre as diferentes secções transversais de fluxo de água no sistema hidráulico da árvore permite escrever, para o xilema (tronco) e as raízes finas (interface solo-raízes), a equação da continuidade hidrodinâmica, na forma linear $A_R = (\rho u' / u_r) A_X$. Naturalmente, uma relação do mesmo tipo existe entre as raízes (entrada de água com origem no solo) e a folhagem, local da transpiração (fluxo de vapor de água para a atmosfera). Além disso, da mesma forma que a folhagem determina o índice de área foliar (LAI), as raízes finas determinam o índice de área das raízes (IAR).

Este escalar é geometricamente definido como $IAR = A_R / A_p$. Anota-se que denominador não é a área total, $A_{p(\text{raiz})}$, do território ocupado pelas raízes, mas sim, a área da superfície (circular) de controlo do solo (ou do *SPAC*) à superfície, em torno da árvore, como foi justificada através da análise dimensional feita previamente. Pelo contrário, o raio do território da árvore é dado pela “dimensão linear de enraizamento” (DLE), que referenciámos à altura (h_c) da árvore segundo a relação $DLE = 1.32 h_c$, em conforto hídrico.

No caso dos sobreiros jovens, a DLE foi truncada como $z_{r(\text{max})} = 1.75 \text{ m}$ (Secção §3.8), que corresponde ao domínio do solo enraizado que fornece toda a sua água disponível à árvore (equação [3.48], p. 213), utilizada pela mesma durante um ciclo completo de extracção de água, a partir do estado de saturação inicial à capacidade de campo (Secção §3.8.2). Para efeito de escalonamento entre a variação da água na zona das raízes e o fluxo transpiratório, relacionámos entre si a equação [3.48] e a equação

[3.56], através da explicitação de LAI em ambas. Quer isto dizer que a razão entre LAI e IAR pode (e deve) ser otimizada quando aquelas equações são resolvidas simultaneamente.

5

Quadro 3.32. Parâmetros usados no escalonamento do fluxo de água no sistema solo/planta ou na simulação com azinheira ou sobreiro.

Entidade	Valor	Comentário
Coefficiente cultural de base, $K_{cb(max)}$: - sobreiro (6 anos; 2002)	0.85	Conta apenas a extracção e ignora a evaporação no solo.
- azinheira (> 85 anos)	0.81 a 0.90	
A_X/A_F ($m^2[xil]$ $m^2[folhas]$)		Área do xilema/área total da folhas
- sobreiro (6 anos; 2002)	$2.24 \cdot 10^{-4}$	
- azinheira (80 a 90 anos)	$2.62 \cdot 10^{-4}$	
Índice de área xilémico (IAX), $m^2[xil]$ $m^2[solo]$:		Produto $(A_X/A_F)LAI$, ou o declive da recta de regressão $f(ET_0)$ e u'
- sobreiro	$7.93 \cdot 10^{-4}$	
- azinheira	$6.81 \cdot 10^{-4}$	
Área foliar (A_F) total, $m^2[folhas]$:		Produto $LAI \cdot A_p$
- sobreiro	4.57	
- azinheira	257	
Área circular da sombra projectada da copa, A_p ($m^2[solo]$):		Projecção horizontal, corrigida pela altura zenital igual a zero.
- sobreiro	1.29	
- azinheira	98.5	
Factor de correcção da secção de fluxo xilémica (azinheira)	2.17	Em relação ao valor observado por David (2000)
Grau de coberto c :		Diz respeito à árvore e relaciona-se com o coeficiente de transmissão
- sobreiro	0.778	
- azinheira	0.702	

10

Observemos que, se na parte aérea é relativamente fácil medir ou estimar LAI e a área foliar total, A_F , já o mesmo se não verifica para os índices biométricos equivalentes nos complexos sistemas de raízes, devido às imensas dificuldades técnicas colocadas à determinação de A_R , principalmente em árvores grandes (Aubrecht *et al.*, 2006; Cermak

et al., 2006). Por isso, a única via de acesso à A_R e ao IAR , por método não destrutivo, é naturalmente a simulação numérica.

A simulação que se segue considera uma plantação de árvores adultas e uma plantação de árvores jovens homogêneas e, cada caso, com árvores da mesma idade. O cenário invoca as condições edafoclimáticas de conforto hídrico no período primaveril (15 de Maio a 15 de Junho, 2002) das medições no sobreiro (este estudo) e aquelas descritas em David (2000) para azinheira. Para o sobreiro, as condições iniciais são as seguintes:

10 $u' = 9.24 \cdot 10^{-5} (\pm 4.68 \cdot 10^{-6}) \text{ m}^3 [\text{seiva}] \text{ m}^{-2} [\text{xil}] \text{ s}^{-1}$ (média da máxima diária, no tronco) e $A_X/A_F = 2.24 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ m}^{-2} [\text{folhas}]$ (parâmetro comum às árvores jovens e adultas); $LAI = 3.54 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$; $d_p = 1.28 \text{ m}$, $A_p = 1.29 \text{ m}^2 [\text{solo}]$; a área foliar do sobreiro jovem, $A_F = LAI \cdot A_p = 4.57 \text{ m}^2 [\text{folhas}]$. A área xilémica efectiva, algures no caule do sobreiro jovem representativo da plantação, é um dado calculado
15 como $A_X = (A_X/A_F)(LAI \cdot A_p) = 1.02 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 [\text{xil}]$, enquanto para as árvores adultas, o valor retido é $A_X = 0.0672 \text{ m}^2 [\text{xilema}]$, já conhecida para a azinheira.

Recorda-se que enquanto LAI e A_p são medidos, o parâmetro A_X/A_F é determinado pela sincronia entre a densidade de fluxo de seiva (equação [3.56]) e transpiração na folhagem ($\langle T_{rc} \rangle$), sendo constante. u' e $\langle T_{rc} \rangle$ ($= 4.13 \text{ kg m}^{-2} [\text{folhas}] \text{ dia}^{-1}$) e $U_{max} = 6.44 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ dia}^{-1}$ (*vide p. 229*), são valores médios simultâneos que caracterizam o fluxo máximo de água no $SPAC$, no período referido. Para da azinheira estudada $A_p = 98.5 \text{ m}^2 [\text{solo}]$ (raio = 5.60 m) representa uma amostra de 107 árvores adultas com raio da copa entre 4.7 e 7.8 m e altura média entre 5.7 a 7.2 m (David, 2000); para a amostra referida calculamos $z_{r(max)} = 8.58 \text{ m}$.

25 O objectivo da simulação que se segue é a caracterização hidráulica da interface solo-raízes, através da determinação do índice de área das raízes e a densidade de fluxo (u_r) de entrada de água nas raízes do sobreiro jovem e das árvores adultas; IAR é a propriedade biofísica do $SPAC$ necessária à conversão u_r em taxa de extracção de água indicada. À semelhança do escalonamento entre o xilema e a folhagem, a base matemática desta simulação é a equação da continuidade hidrodinâmica ($u' A_X = A_R u_r$),
30 neste caso, aplicada entre os caudais na secção hidráulica do xilema e na secção hidráulica da interface solo-raízes.



A solução do sistema de duas equações lineares e três incógnitas (A_R , u_r e IAR) resultante é impossível, pelo que IAR é resolvido numericamente. Em confronto, estão a definição geométrica, $IAR = AR/A_p$, e a definição hidrodinâmica do índice de área do xilema (página seguinte). A ideia é usar a definição hidrodinâmica para determinar A_R , a
5 área da secção hidráulica das raízes e usar esta saída como entrada na definição geométrica do IAR , fazendo uso de A_p que é um dado do problema, em ambos os casos. Os dois valores do IAR assim obtidos devem convergir, dentro do erro, constituindo o resultado o critério de paragem do cálculo.

O que se passa é que, sendo *a priori* desconhecidas as propriedades hidráulicas da
10 secção de fluxo nas raízes, u_r é aproximada iterativamente como fracção da ET_o . O critério de convergência da simulação é um valor do IAR com origem no que designamos, aqui, relação biométrica de referência entre valores típicos do IAR e do LAI (assinalados assim $\langle \dots \rangle$) das espécies arbóreas envolvidas ou afins, recolhidos da bibliografia. Ou seja, define-se o parâmetro de referência “quociente raízes-folhas”
15 como $\langle QRF \rangle = \langle IAR \rangle / \langle LAI \rangle$; com base no qual é fácil ver que IAR fica estimado, dado LAI actual, cujo resultado constitui um critério intermédio de convergência do problema.

Para determinar $\langle QRF \rangle$, perante a rarefacção da informação requerida sobre as raízes, a única referência numérica para o IAR do bioma das esclerófilas arborea-
20 arbustivas que conhecemos é o resultado da simulação (à escala global) feita por Jackson *et al.* (1997); estes autores estimaram $\langle IAR \rangle = 11.6 \text{ m}^2 [\text{raízes}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$, com uma incerteza total de 20% a 30%. O que pode impor certas restrições à utilização desta estimativa, em estudos deste tipo, é o facto de ser desconhecido o diâmetro dominante das árvores naquele bioma, a menos que o intervalo médio com incerteza de $\pm 15\%$ do
25 valor estimado por Jackson *et al.* (1997) possa ser considerado independente da idade (diâmetro) das árvores, como acontece com o LAI .

Quanto ao índice de área foliar do mesmo bioma, a base de dados é, também, diminuta. No entanto, verifica-se, para diferentes condições de solo e clima, que LAI varia num intervalo estreito, com valores do tipo 2.4 (média anual do *Q. coccifera*;
30 Rambal, 1993), 2.6 (*Q. rotundifolia*, ~80 anos; David, 2000), 3.0 (*Q. ilex*) e 3.6 (*Q. coccifera*) (Joffre & Rambal, 1993), $3.63 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$ (*Q. ilex*, 44 anos; López *et al.*, 2001a e b). Assim, podemos fixar o intervalo médio ($n = 5$) que é $\langle LAI \rangle = 3.05 \pm 0.25 \text{ m}^2 [\text{folhas}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$. Finalmente, obtemos $\langle QRF \rangle = 11.6/3.81 = 3.81 (\pm 0.31)$

m^2 [raízes] m^{-2} [folhas]; este é o valor procurado do factor de conversão entre o índice área foliar e o índice de área das raízes.

Com base nesta informação, o valor procurado para critério de convergência numérica é o produto entre $\langle QRF \rangle$ e LAI actual; para o sobreiro, por exemplo, é
5 $\langle IAR \rangle = 13.5 \text{ m}^2$ [raízes] m^{-2} [solo]. Por ora, considerámo-lo comum a árvores jovens e adultas. No entanto, a definição hidrodinâmica do índice de área das raízes é a relação $IAR = U_{\max}/u_r$ onde, dado o numerador, é preciso conhecer, igualmente, a densidade de fluxo de entrada de água nas raízes (denominador), por uma via independente.

Para a simulação pretendida, começemos por considerar as árvores adultas e
10 considerar como critério de paragem de cálculo o valor de IAR determinado no parágrafo anterior. Primeiramente, convém sublinhar que a definição hidrodinâmica implica que IAR e u_r sejam expressos por unidade de área (A_p) da superfície do terreno, como já tínhamos argumentado atrás.

Assim, dados $\langle IAR \rangle$ e U_{\max} a simulação prossegue com o cálculo de u_r que satisfaça
15 a equação da continuidade entre o xilema e as raízes. No xilema, o resultado da integração em área da densidade de fluxo seiva fornece o *input*; repetimos, nas raízes u_r (a densidade de fluxo de água) é aproximada iterativamente como fracção de ET_0 e o seu valor corrente é utilizado quer a) para calcular a área das raízes, através da resolução da equação da continuidade entre esta secção e o xilema, b) quer para fazer
20 convergir a definição hidrodinâmica do IAR , tendo como o objectivo satisfazer o critério de convergência fixado. Entretanto, como A_p é conhecido, A_R resultante deste cálculo entra na equação da definição geométrica do IAR e calcula este último. O desvio entre este valor e 13.5 é uma medida do grau de convergência da presente estimativa, uma vez que esta não constitui um objectivo em si mesmo. Durante o cálculo, a
25 convergência procurada na base na relação hidrodinâmica foi conseguida quando o “factor de controlo da convergência” (que é multiplicado por $ET_0 = 7.61 \text{ kg m}^{-2}$ [solo] dia^{-1} ; $\text{dia} = 24 \text{ h}$) atingiu 0.06290.

O cálculo alternativo do índice de área das raízes, dado por A_R/A_p , resultou em 11.4
30 m^2 [raízes] m^{-2} [solo]; o desvio absoluto de 15% para 13.5 é aceitável e decorre do facto de desconhecermos a verdadeira distribuição espacial do diâmetro das copas, que por ora assumimos ser normalmente distribuída. De qualquer modo, o problema da determinação de IAR fica resolvido com o critério de convergência indicado. Posto isto, fecha-se o ciclo de cálculo dos três índices biométricos de área das secções de fluxo do *SPAC*, recordando que todos foram incorporados na equação [3.56].

No quadro da solução encontrada, a densidade horária otimizada da entrada de água nas raízes fixou-se em $u_r = 0.0199 \text{ kg m}^{-2} [\text{raízes}] \text{ h}^{-1}$ e a área absorvente total das raízes finas fez $A_R = 1\,121 \text{ m}^2$ por árvore adulta. O território das raízes por árvore adulta cobre, assim, 231 m^2 , que é compatível com o grau de coberto, C , igual a 0.53, sendo 5 2.35 vezes maior que A_p . Apesar de dominada pelas raízes finas (Jackson *et al.* 1997), o valor de A_R deve incluir, seguramente, algum tipo de raízes grossas, aliás com reconhecida importância na absorção, mas escassamente documentado (Hasegawa & Kasubuchi, 1993; Guswa *et al.*, 2004).

O mesmo critério de convergência foi usado na simulação com o sobreiro jovem e 10 conduziu à solução com erro nulo, também, e o desvio de 1.7% entre os dois cálculos do IAR (neste caso, 13.2 contra 13.5), enquanto A_R foi $17.1 \text{ m}^2 [\text{raízes}]$. Aqui, quando comparada com o caso das árvores adultas, o território das raízes ganha importância em relação à superfície de controlo do solo, tendo ascendido a 7.50 vezes superior a A_p .

Em resumo, os resultados da simulação mostraram que o critério de convergência 15 que temos vindo a discutir foi justificado quer nas árvores jovens quer nas árvores adultas para densidades de fluxo comuns no xilema e igual a $333 \text{ kg m}^{-2} [\text{xil}] \text{ h}^{-1}$ e nas raízes (ver u_r calculado atrás), naturalmente sempre em regime viscoso (número de Reynolds, $Re = 1.16 \cdot 10^{-2}$, no xilema) naquelas secções.

Comparando com casos de estudo, em que foram variadas as condições hídricas e de 20 fertilização das árvores, por exemplo, Ewers *et al.* (2000) obtiveram (utilizando o método destrutivo clássico) médias de IAR não significativamente diferentes entre si, ou seja, entre 11.5 ± 1.0 e $14.2 \pm 2.1 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, para uma floresta de *Pinus taeda* em Duke, na Carolina do Sul (USA), quando determinaram o perfil vertical do IAR (para diâmetro $< 5 \text{ mm}$) para o usarem como factor de ponderação no cálculo da média ponderada da 25 variação da água do solo, na zona enraizada.

Embora, com propósito ligeiramente diferente do nosso, se admitirmos uma distribuição horizontal uniforme das raízes, na colonização do seu território, os resultados de Ewers *et al.* (2000) são consistentes com a solução obtida no presente estudo, sendo, também, compatíveis com o resultado de Jackson *et al.* (1997). 30 Infelizmente, o “estado da arte” desta frente de investigação não nos fornece ainda mais nenhuma referência. Efectivamente, a tarefa neste campo ainda começou.

A entrada de água nas raízes é um processo biofísico passivo, mas a subsequente e contínua depleção da água disponível no solo acaba por a tornar autolimitante

(Rodríguez-Iturbe & Porporato, 2004). Daí que, do ponto de vista da eco-hidrologia, uma vez que u_r foi estimado como fracção da ET_o (a variável do forçamento atmosférico), é conveniente comparar a primeira variável à dinâmica da água no solo enraizado. No contexto desta análise, a almejada comparação é necessária a uma melhor
5 compreensão da resposta ecofisiológica da árvore à variação do potencial matricial no solo. Por exemplo, verifica-se que, de entre as características hidrodinâmicas da água do solo, só a taxa da redistribuição (ϵ_{cc}) correspondente ao grau de saturação à capacidade de campo é da mesma ordem de grandeza que u_r .

Na verdade, as soluções numéricas aqui fornecidas colocam-nos na posição de
10 concluir que, em média, u_r tende para $0.63\epsilon_{cc}$, sendo este o seu valor máximo no solo franco-arenoso estudado. A relevância qualitativa desta relação entre u_r e ϵ_{cc} parece-nos ser inquestionável no âmbito do estudo eco-hidrológico nos ecossistemas vegetais caracterizados por carência hídrica sazonal, como é acontece no clima mediterrânico.

Por outras palavras, o efeito da depleção da água do solo na diminuição relativa da
15 taxa de entrada da água nas raízes é virtualmente nula enquanto a diminuição relativa (induzida pela transpiração) da taxa de redistribuição da água no solo não atingir *ca.* 40%, o que é consistente com a relação não linear da curva de extracção da água do solo (Campbell & Norman, 1998). Aparentemente, só a partir daquele valor crítico é que passa a existir uma efectiva interacção eco-hidrológica entre a dinâmica da água do solo
20 (rizosfera) e a bio-hidrodinâmica da água na planta que explica, pelo menos em parte, o comportamento assintótico da referida curva de extracção.

Deste ponto de vista, a resposta fisiológica da árvore ao défice hídrico no solo, durante um ciclo completo de extracção da água disponível, só começa a manifestar-se mesmo na vizinhança do coeficiente de emurchecimento (Guswa *et al.*, 2004). É
25 provável que este tipo de interacção solo-água-planta possa estar relacionado com o desenvolvimento de uma resistência hidráulica relativamente baixa e constante na interface solo-raízes, enquanto a diminuição da água do solo se verifica entre os limites agronómicos da água disponível (Bristow *et al.*, 1984).

A representação matemática geral da curva de extracção de água, em função da
30 humidade do solo, tem um comportamento sigmoidal mas, em geral, essas curvas não são acompanhadas de uma explicação de natureza eco-hidrológica, como a que acabámos de postular. Em particular, a curva relativa de extracção da água potencial, $U_p^* = 1 - (1 + 1.3A_w)^{-b}$, equacionada por Campbell & Norman (1998: *p.* 142), quando

ajustada (aqui) ao sistema solo-sobreiro (com $b = 4.77$), justifica a taxa de extracção relativa de 50% só quando A_w sofre uma redução de 88%. Inversamente, quando A_w (água disponível) é reduzida em 50%, a taxa de extracção relativa é, ainda, 90%.

Estas considerações são consistentes com os resultados de Guswa *et al.* (2004) que mostraram (com modelo validado) que a taxa de extracção de água da espécie lenhosa *Burkea africana*, de uma savana tropical sul-africana, pode variar entre 60% e 100% da taxa de extracção potencial máxima, quando o grau de saturação média na zona das raízes é apenas igual a 0.15 (15%); mas, para o grau de saturação ≥ 0.20 , a taxa de extracção já iguala a taxa potencial máxima. Isto porque, como argumentam Guswa *et al.* (2004) e Guswa (2005), a relação entre a curva de extracção da água e a saturação variável do perfil enraizado não é única. Segundo aqueles autores, a verdade é que U_p^* depende da fracção do perfil à capacidade de campo no início da fase de dessecação do solo e (muito importante) da habilidade por parte das raízes que estão em condições hídricas favoráveis em compensar a “alienação” (o termo é nosso) das raízes em *stress* hídrico local (Guswa *et al.*, 2004; Guswa, 2005).

Em resumo, parece ser mais favorável à planta (com uma dada capacidade de compensação hídrica) extrair água de um solo com 50% da água disponível uniformemente distribuído em todo o perfil do que extraí-la de um solo que tenha apenas 50% do seu perfil provido com 100% da água disponível. Por exemplo, Guswa (2005: 545) faz referência a sete trabalhos sobre experiências de laboratório em plantas sujeitas a excisão parcial das raízes que confirmam a compensação hidráulica das raízes, variável entre 1 e 4.

É imediato compreender-se que a capacidade de compensação hídrica da árvore é de suma importância à sobrevivência das árvores em ambiente de *stress* com água limitante onde, em geral, estão expostas à intermitência da precipitação que humedece parcialmente o solo. A propósito, o sobreiro evidenciou uma “boa” compensação hídrica e rápida recuperação da transpiração máxima no Verão, após a rega localizada ter elevado à capacidade de campo uma profundidade do solo que é $\sim 20\%$ da dimensão linear de enraizamento em conforto hídrico. Este comportamento é consistente com um módulo de elasticidade da parede celular na folha do sobreiro, classificada de grande (Corcuera *et al.*, 2002).

Enfim, realçamos, ainda, além do facto importante que constitui a fundamentação eco-hidrológica segundo a qual a máxima densidade de fluxo de entrada de água nas

raízes é, em valor, igual a $6\%ET_0$. Além disso, nota-se que o elevado valor estimado de IAR é tão impressionante quanto a existência de 8.4 km de comprimento de raízes por metro quadrado de terreno, observado nas espécies arbóreas e arbustivas esclerófilas mas, ainda inferior a 10% do seu homónimo no bioma herbáceo de climas temperados (Jackson *et al.* 1997).

Regressando aos resultados da simulação sobre a caracterização da secção hidráulica das raízes, a principal conclusão é a de que o método hidrodinâmico e o método clássico destrutivo (*cf.* Jackson *et al.* 1997) para a determinação de A_R produzem um resultado semelhante. Por isso, pode recomendar-se a simulação como via preferencial, ainda que indirecta, para a estimativa de A_R . Contudo, quando calculamos a fracção $A_R/A_{p(\text{raiz})}$ (= 0.57), verificamos que os dois métodos atrás referidos produzem valores de A_R por unidade de área do território da árvore não são comparáveis ao método do minirrizotróo, tal como descrito e utilizado por López *et al.* (2001a e b) no estudo da distribuição vertical das raízes finas do *Q. ilex*.

O método mais recente da modificação da impedância eléctrica do solo como descreveram Aubrecht *et al.* (2006) e aplicaram e validaram Cermak *et al.* (2006) é elegante e certamente promissor. Apesar deste último método possibilitar a determinação do território das raízes, com satisfatório rigor (*cf.* Cermak *et al.*, 2006), proporciona uma estimativa da área absorvente da totalidade das raízes que foi cinco vezes inferior à que obtivemos para árvores semelhantes. De facto, comparado com os valores aqui obtidos, o método da impedância eléctrica do solo origina valores do IAR iguais a 1.93 e 0.93 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$, para o sobreiro jovem e as árvores adultas, respectivamente, quando usámos a relação alométrica (na sua forma log-linear $\ln(A_R) = 0.881\ln(AB) - 2$ ($r^2 = 0.99$; significância estatística < 0.001 e erro-padrão de ajustamento igual a 0.33), entre a área basal (AB , o argumento em cm^2) e A_R (em m^2) (*cf.* Cermak *et al.*, 2006).

Em relação ao método da impedância eléctrica do solo, no nosso entender, subsiste a dúvida quanto à representatividade da área calculada em relação à área real das raízes; a informação produzida por esse método em nada se relaciona com o domínio vertical das raízes, nem com índices biométricos das raízes. Assim, dada a importância do papel que desempenham as raízes finas na interacção entre a superfície (ecossistemas) e a atmosfera, a verdade é que o desenvolvimento da melhor técnica, para a resolução do problema da determinação não destrutiva e de uma boa estimativa de A_R , se posiciona como um tópico de investigação que urge resolver.

Também, quanto à quantificação da taxa de entrada de água nas raízes, a revisão bibliográfica não deixa dúvida que, até à data, os estudos a ele relacionados, são praticamente inexistentes. No, entanto, pode adiantar-se que a correlação entre *IAR* e o uso da água pelas plantas é negativa e que espécies com hábitos de uso intensivo da água, como as graminóides, tendem a exibir *IAR* grande, no caso, sete vezes maior do que o *IAR* das espécies que integram o bioma das esclerófilas perenifólias (Jackson *et al.*, 1997), com hábitos de uso extensivo de água.

Visto por este prisma, num quadro de competição ecológica entre um estrato herbáceo e um estrato arbóreo que coexistam no mesmo ecossistema, mesmo que *LAI* ótimo das lenhosas seja superior ao das gramíneas competidoras, não o será em valor suficiente para impedir, em caso de exploração simultânea dos recursos disponíveis, uma intensa competição às árvores. No entanto, e só para nos referirmos ao estrato arbóreo do ecossistema, na ausência de outras limitações ecológicas, a intensidade da competição entre indivíduos saudáveis da mesma população depende da densidade, ou seja, do número de árvores saudáveis por unidade de área do terreno (Natividade, 1950; Friend *et al.* 1997; Joffre *et al.*, 1999; Rodriguez-Iturbe & Porporato, 2004).

Densidade de árvores. No que diz respeito à densidade de árvores (*POP*) do montado, se bem que a capacidade de armazenamento de água do solo é importante, a sua predição deve fundamentar-se na dinâmica da água do solo porque o território das raízes da árvore é função da “dimensão linear de enraizamento” e esta, por sua vez, é essencialmente determinada pela água disponível total do solo. A máxima extensão lateral (território) das raízes da árvore pode obter-se com base na razão biométrica $z_{r(max)}/h$, em que h é a altura da árvore; apurado nos sobreiros jovens, o valor daquela razão é $(1.75 \text{ m})/(1.33 \text{ m}) = 1.32$ (Quadro 3.23), cuja invariância, ou não, pode ser explorada nas árvores adultas.

Então, admitindo a sua constância, aquela relação é transferida para as árvores adultas, mas só deverá ser aceite se o tamanho do território das raízes, determinado a partir dela, explicar dentro do erro, a densidade de árvores inventariada. Assim, uma vez que no montado descrito por David (2000) a altura média do sobreiro e da azinheira atingiu ~6.5 m, a extensão lateral das raízes é estimada em $(1.32)(6.50 \text{ m}) = 8.58 \text{ m}$, sendo a área do círculo à superfície que lhe corresponde $\langle A_{p(raiz)} \rangle = (3.14)(8.58^2) = 231 \text{ m}^2$ [solo] por árvore. Por conseguinte, a densidade de árvores é $POP = (10^4 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1})/(231 \text{ m}^2 \text{ árvore}^{-1}) = 43.2 \text{ árvores ha}^{-1}$. Nota: a sensibilidade deste cálculo é ± 1.43 árvores por

cada 10 cm, portanto, muito susceptível ao erro de medição da altura do diâmetro equivalente da área de projecção das copas sobre a superfície do terreno.

Os mesmos argumentos estimam, para os sobreiros jovens, 1 034 ha^{-1} (já que $A_{p(raiz)} = 9.67 m^2$), o que é superior à densidade instalada. (Associado a cada densidade de
5 árvores, o diâmetro médio das copas determina o grau de coberto (C) arbóreo, uma característica da estrutura do coberto vegetal).

A densidade de árvores estimada deve ser comparada aos resultados de inventários florestais, referentes a montados de sobro e azinho, por exemplo, em Portugal e em Espanha. Os inventários envolvendo montados de sobro e azinho, no Alentejo,
10 apuraram densidades médias de 35–45 árvores ha^{-1} (raio da copa: 4.7 a 7.8 m; *cf.* David, 2000), digamos, 40 árvores ha^{-1} . Em Espanha, nas “dehesas” da Província de Sevilha, Joffre *et al.* (1999) conduziram um estudo da distribuição espacial da densidade de árvores, à escala regional, em função da média anual da precipitação pluviométrica, apoiado por várias tecnologias avançadas, incluindo um modelo digital de terreno,
15 geoestatística e detecção por satélite (SPOT-HRV, resolução SPOT pancromático 10 m x 10 m).

No seu estudo, Joffre *et al.* (1999) relacionaram a distribuição de frequências de classes da *POP* (estimadas a partir do mapeamento dos resultados da detecção remota) com classes da precipitação e revelou-se um padrão: à medida que a precipitação
20 aumenta, a densidade média de árvores aumenta, tendencialmente, até 40 árvores ha^{-1} . A distribuição estabilizou para as áreas onde a precipitação média variou entre 650 e 700 mm ano⁻¹ e para a classe 40 – 50 (*ca.* 45 árvores ha^{-1}); verificaram que, onde a chuva anual superou 750-800 mm, a frequência da classe mais alta da *POP* (> 50 árvores ha^{-1}) foi apenas ligeiramente superior a 10% (Joffre *et al.*, 1999).

Em resumo, a classe 40 – 45 árvores ha^{-1} é a classe representativa da densidade
25 óptima de árvores do montado, até porque está associada ao núcleo suberícola definido pelas isoietas de 600 e 800 mm (Natividade, 1950). A conclusão é que a predição do nosso modelo eco-hidrológico é correcta, porquanto, o intervalo médio da densidade agregada é 43 ± 4 árvores ha^{-1} , para nível de significância de 5%, o erro é 7 e o intervalo
30 correspondente explica a amplitude as densidades médias observadas no Alentejo e na Província de Sevilha.

A equação da continuidade hidrodinâmica, subjacente à determinação da densidade das árvores adultas no ecossistema, pode usar-se entre a extracção da água do solo pelas

raízes e o fluxo de seiva no tronco para estimar o índice de área xilémico (IAX) da árvore. Uma vez determinado, IAX é escalonado para a plantação como índice de área xilémico da plantação ($\langle IAX_p \rangle$), usando grau de coberto como o escalar de conversão.

5 *Índice de área xilémico da plantação.* Por comodidade de cálculo e pela pequena diferença entre eles, tomámos como valor de referência do parâmetro IAX , a semissoma com origem no Quadro 3.32, referente ao sobreiro e à azinheira, ou seja, $IAX = 7.37 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ m}^{-2} [\text{solo}]$ por árvore. Para a densidade de 43 árvores ha^{-1} e raio médio da copa igual a 6.25 m, obtém-se $C = 0.53$. Deste modo, a área (ou “carga”) xilémica
10 equivalente da plantação é estimada como $\langle IAX_p \rangle = IAX \cdot C = (7.37 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1})(0.53)$, ou seja, $3.91 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1}$.

Tal como o índice de área foliar, o índice de área xilémico é uma variável de estado e, também, um descritor da produtividade primária do ecossistema; a persistência no tempo do ecossistema depende da dinâmica das árvores, a componente vegetal
15 dominante e característica do ecossistema mediterrânico (Joffre *et al.*, 1999).

Esta observação levanta a questão de se saber qual a óptima densidade arbórea (“de equilíbrio”) futura, resultante da dinâmica do sobreiral jovem, instalado à razão de 625 árvores ha^{-1} e que atingiu o índice de área xilémico $IAX_p = 0.64 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1}$, no sexto ano de existência, em 2002, à taxa de crescimento médio igual a $0.107 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.
20 O manejo futuro da plantação deve apontar como objectivo a densidade de árvores aqui determinada.

Por seu lado, o IAX do sobreiral adulto pode estimar-se considerando o consumo hídrico máximo “de base” das árvores, excluindo as ervas. É excluída, ainda, a evaporação ($E_s = 0$) e a interceptação ($E_i = 0$) e contabilizada a extracção de água através do coeficiente cultural “reduzido” da plantação que é $\langle K_c \rangle = C K_{cb} = 0.45$. Assim, se a
25 densidade de árvores há-de ser igual à calculada aqui, uma forma alternativa de estimar a “carga xilémica” da plantação adulta é através da expressão $43 \text{ ha}^{-1} = (625 \text{ ha}^{-1})(0.64/\langle IAX_p \rangle)(0.45)$; explicitando a incógnita, vem $\langle IAX_p \rangle = 4.19 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1}$.

Uma vez que a diferença deste resultado para $3.91 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1}$, determinado
30 anteriormente, dá o desvio de apenas $\sim 7\%$, o procedimento fica justificado; para cálculos posteriores fixamos para $\langle IAX_p \rangle$ a semissoma $4.05 \text{ m}^2 [\text{xil}] \text{ ha}^{-1} (\pm 3.5\%)$. Em todo o caso, o valor de IAX da árvore permite estimar a sua área basal, A_B , reportada ao hectare para definir o índice de área basal, $\langle IAB \rangle$, entre 18.4 e $21.4 \text{ m}^2 [A_B] \text{ ha}^{-1}$ para a

azinheira e o sobreiro, respectivamente. Esta estimativa admite a relação A_X/A_B como constante e igual a 0.37, como foi obtido na azinheira.

Em conclusão, a densidade de árvores indicada na página anterior e que pressupõe competição nula entre árvores vizinhas é consistente com a densidade média observada em ecossistemas do tipo montado, na Península Ibérica (cf., Joffre *et al.* 1999; David, 2000). Por isso, aquela densidade arbórea pode ser interpretada como “ótimo ecológico”, em equilíbrio com a precipitação média anual do clima mediterrânico, que limita a zona fitoclimática entre as isoietas de 600 e 800 mm. A propósito, Joffre *et al.* (1999) evidenciaram que a estimativa da densidade das quercíneas na região de Sevilha, ignorando os tipos de solos, é explicada apenas em função da distribuição espacial da precipitação, logo, da variabilidade da água disponível. Interpretação similar pode explicar a persistência temporal do ecossistema no âmbito da dinâmica das árvores, em resposta às flutuações interanuais da precipitação média.

15

D. | *Simulação a longo prazo para gerar a curva anual da taxa de extracção de água pelo sobreiro em ano húmido*

O objectivo é aproximar, no ciclo anual, a curva da taxa diária de extracção máxima, $U_{\max}(t)$, da água e o seu total anual. O estudo é feito ao nível de integração ecológica da árvore e, depois, inferida à escala da plantação. O procedimento adoptado combina a equação [3.56] (p. 274) e a equação [3.59] (p. 276) para exprimir a curva $U_{\max}(t)$ como função linear da ET_0 diária e constante igual a K_{cb} . A curva anual, $ET_0(t)$, da evapotranspiração de referência diária é a variável climática que exprime o forçamento atmosférico local. $ET_0(t)$ refere-se à estação climatológica da Mitra (e.g., em 2001 e 2002). O clima é sucintamente caracterizado pelas cumulantes (em mm ano⁻¹) da precipitação ($\Sigma P = 738$), $\Sigma ET_0 = 1\ 437$, pelo défice hídrico climático (575 mm) e pelo índice de aridez ($\Sigma ET_0/\Sigma P$) de Budiko (cf. Arora, 2002) igual a 1.95.

Não se trata da complexa resolução do balanço hídrico do solo, ao longo do ciclo hidrológico, mas, tão só, fazer uso dos instrumentos de análise discutidos até aqui, para a simulação da extracção da água, $U(t)$, do solo pelo sobreiro e determinar o respectivo integral anual. A simulação da taxa de extracção diária da água do solo pelo sobreiro começa por estabelecer a curva potencial máxima da taxa de extracção, $U_0(t)$, explicitando o fluxo de seiva por inversão da equação [3.56]. É conveniente determinar a curva $U_0(t)$ e depois proceder à sua actualização através de factores de redução,

30

critérios definidos. Ao nível da árvore, a curva $U_o(t)$, com passo de integração diário (dia “j”) é identificada pela expressão geral $U_{o,j} = K_{cb} \cdot ET_o(t)$, sendo $K_{cb} = 0.85 \pm 0.07$ (com os extremos 0.78 e 0.92).

Alternativamente, existe a “curva de referência” do fluxo potencial máximo de calor latente da transpiração, obtida como fracção fixa (*i.e.*, 0.72) da radiação líquida na folhagem, restringida ao fluxo de calor latente nos dias em que a irradiância média é superior ao mínimo de 100 Wm^{-2} (Körner, 1995). Nesta base, o total anual do fluxo de calor latente, ou seja, a evapotranspiração anual (ET_{ano}), expressa em altura equivalente de coluna de água transpirada, ascendeu a 581 mm. Este total estabelece o limite superior da componente transpiratória da evapotranspiração (ET) do ecossistema em análise que é restringida às condições edafoclimáticas locais de máximo fluxo de água no SPAC, da neutralidade atmosférica e de advecção virtualmente nula.

O percurso da água desde o solo até às folhas é feito encontra várias condutâncias (resistências) ao fluxo associadas em série. Assim, a taxa média do fluxo é condicionada pela condutância mais limitante, a condutância ao fluxo radial no cortex (das raízes) e a condutância estomática (g_e) difusiva na folha. Sendo g_e função do DPV (Jarvis, 1987; Oren *et al.*, 1998), o resultado da simulação que interessa passa pela correcção de $U_{o,j}$ através da função adimensional de ajustamento, $f_D \in [0 - 1]$, da resposta da g_e ao défice higrométrico da atmosfera (ver equação [3.51] e Fig. 3.40).

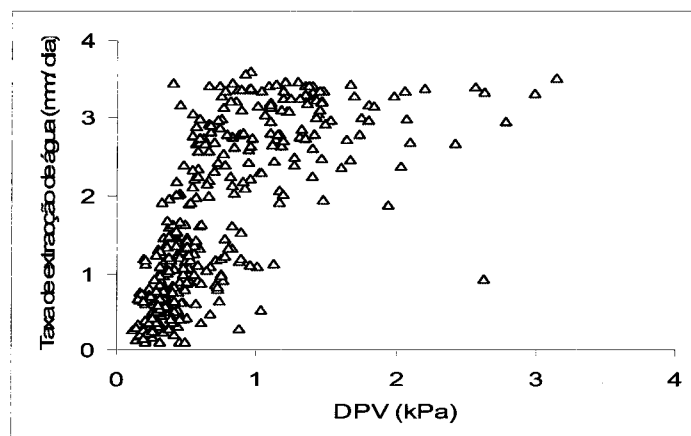


Fig. 3.51 Dispersão da altura equivalente da taxa de extracção de água diária [equação [3.56]] em função do défice de pressão de vapor; para $f_D = 1$, total anual = 617 mm (ou $1\,511 \text{ MJ/m}^{-2}$ ano de calor latente).

A utilização do factor f_D baseia-se na premissa de que existe uma base hidráulica da resposta da g_e ao DPV (Ewers *et al.*, 2001), um preceito implícito na equação [3.48], que define a “dimensão linear de enraizamento”, DLE (p. 213). A DLE identifica, por sua vez, o domínio onde a variação da água do solo afecta g_e e a transpiração (Fig. 3.47). Verifica-se, igualmente, que a taxa transpiratória do sobreiro é explicada pelo DPV (kPa) através de uma “função de saturação” assintótica (do tipo hiperbólica positiva), com parâmetros U_{max} (assíntota) e factor de sensibilidade em mm/(dia kPa), relação ilustrada pela Fig. 3.51 (onde $f_D = 1$ e o total é 617 mm de água por ano).

A dispersão apresentada Fig. 3.51 corresponde à altura de água equivalente à densidade de fluxo do calor latente; a sua origem como fracção fixa da radiação líquida (ou mesmo, como fracção fixa (*i.e.*, 0.45) da radiação global) na folhagem é discutida no âmbito do balanço energético (Secção §3.10). O grau de dispersão no gráfico resulta de vários efeitos, mas aqui estamos interessados na análise da envolvente (caracterizada pelo declive inicial, factor de forma no intervalo [0, 1] e taxa máxima). A informação abaixo da envolvente deve-se a outras causas que não o DPV .

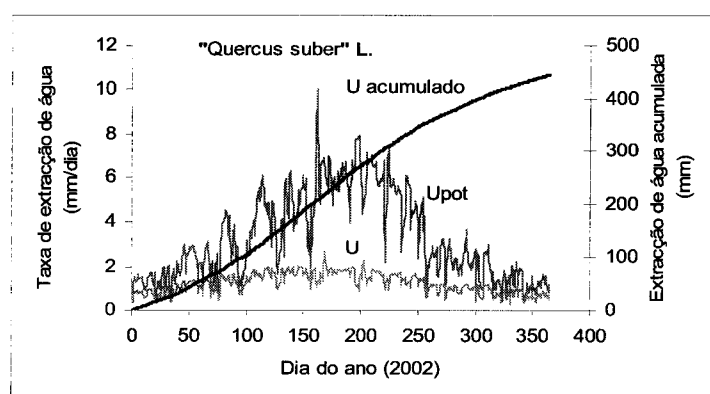


Fig. 3.52 Taxa de extração “potencial” máxima, $U_o(t)$ da água e a correspondente curva actual, U (no texto, $U_{j\ aj}(t)$), restringida pela função de redução da condutância estomática (ver texto). Escalares utilizados: $c = 0.778$; $K_{cb} = 0.85$; $LAI = 3.54\ m^2$ [folhas] m^{-2} [solo]; $A_X/A_F = 2.24 \cdot 10^{-4}\ m^2$ [xil] m^{-2} [folhas]. Totais em $mm\ ano^{-1}$: árvore ($\sum U_o = 1\ 198$; $\sum U_{j\ aj} = 445$); clima ($\sum ET_o = 1\ 437$ e $\sum Chuva = 738$). Local e ano: Reserva Florestal da Mitra (Valverde), 2002.

Para outras espécies lenhosas, Abrams *et al.* (1994), Körner (1995), Oren *et al.* 1998) e Ewers *et al.* (2001) observaram o mesmo tipo de curvas para a condutância estomática e transpiração, em árvores de climas temperados, em condições favoráveis de humidade

do solo e clima. Entre nós, David (2000: 105) pôs em evidência que a transpiração na azinheira em conforto hídrico sofre restrição permanente em resposta ao DPV , no curto e longo prazo.

5 A forma assintótica crescente dessa relação parece ser independente do teor hídrico no solo; por outro lado, a radiação solar apenas limita o fluxo transpiratório ao meio-dia solar induzindo, para o resto do dia, um efeito linear e crescente (sem restrição aparente às trocas gasosas, *idem*: 106). É neste contexto que o efeito do DPV pode traduzir-se através da condutância estomática, cujo máximo sazonal essa variável determina na generalidade das espécies lenhosas (*cf.*, Abrams *et al.*, 1994; Körner, 1995; Oren *et al.* 10 1998; Lhomme *et al.*, 2001).

A função (factor) de redução da condutância é definida como $f_D = g_e(D)/g_{\max}$, com $g_e(D) = b - m \cdot \ln(D)$, tal como proposto por Oren *et al.* (1999) e validada por Ewers *et al.* (2001); b representa a condutância estomática de referência, obtida para $DPV = 1$ kPa, enquanto $g_{e(\max)}$ é projectada para $DPV = \sim 0.6$ kPa; e $m = 0.6b$; 0.6 é a 15 sensibilidade estomática ao DPV e m representa o declive médio da recta ajustada para uma grande gama de condições e espécies. A equação de Oren *et al.* (1999), assim concebida, comete erros < 10% (Ewers *et al.*, 2001).

Os parâmetros da equação $g_e(D)$ em causa que se adequam ao sobreiro são: $b = 403$ mmol m⁻² s⁻¹, $m = 242$ mmol m⁻² s⁻¹ [ln(kPa)]⁻¹ e $g_{e(\max)} = 526$ mmol m⁻² s⁻¹ (para $DPV = 0.6$ kPa; ver Fig. 3.40, *p.* 165). Naturalmente, as curvas de $g_e(D)$ e de f_D têm evolução 20 temporal simétrica à da curva da procura climática para o vapor de água (*i.e.*, ET_0). A média anual do factor f_D atingiu 0.45, o equivalente a uma redução de 55% do uso potencial da água pelo sobreiro.

O resultado é a curva anual de extracção de água pela árvore caracterizada por taxas 25 muito inferiores à taxa potencial, em virtude da limitação imposta pela escassez do recurso. Verifica-se que, no ano de 2002, que se apresentou 1.15 mais húmido do que o ano médio, o consumo anual de água pela árvore do sobreiro foi $\Sigma U_{j\ aj} = 445$ mm ano⁻¹ (Fig. 3.52), à taxa média de 1.22 ± 0.45 mm dia⁻¹. Este consumo hídrico aplica-se, também, à canópia contínua equivalente à árvore, em princípio com $C = 1$. Note que 30 $\Sigma U_{j\ aj}$ acima indicado é consistente com o total de 456 mm ano⁻¹ de água disponível, potencialmente armazenada no “domínio linear de enraizamento” correspondente ao período de crescimento do sobreiro (ver *Secção* §3.8.5; alínea “C”).

Para comparação, verifica-se que árvores de *Q. ilex*, em diferentes condições edafoclimáticas, acumularam uma transpiração anual, simulada ou medida por métodos diversos, cujo intervalo de um erro-padrão da média foi $457 \pm 45.5 \text{ mm ano}^{-1}$. Este montante resulta de um levantamento de dados publicados na bibliografia, feito por Hoff & Rambal (2003: 158), e que envolveu sete ($n = 7$) ecossistemas equivalentes, localizados no noroeste de Espanha e no sudoeste de França. Verifica-se que o valor médio daquele intervalo, para além de ser relativamente conservativo, é idêntico ao integral anual do consumo de água pelo sobreiro apresentado acima.

Os resultados da simulação obtidos por Sala & Tenhunen (1999), para o ecossistema mediterrânico de L'Avic, na Catalunha (Espanha), indicaram 453 mm e 464 mm de água consumida por ano, para *LAI* igual a 4.6 e 5.3, respectivamente. Também, no local de La Peyne, em Montpellier, França, Teixeira *et al.* (1998) mediram o fluxo de seiva no *Q. ilex* cujo total anual ascendeu a 468 mm, para *LAI* = 5.4.

Estes resultados não sugerem que o total da água consumida anualmente pela árvore, à escala anual, esteja rigorosamente correlacionado com o índice de área foliar porque o consumo de água por unidade de *LAI* não é ou, então, nem sempre é constante (*cf.* Rambal, 1993; Hoff & Rambal, 2003). Pode concluir-se que, o papel de *LAI* como escalar utilizado na conversão entre a transpiração foliar e a extracção da água pela árvore pode encerrar alguns aspectos ainda por esclarecer, mas cuja natureza não investigámos aqui.

A comparação entre $\sum U_{j \text{ aj}}$ e o total anual (1 198 mm) da curva potencial de extracção de água permite concluir que a regulação estomática das trocas gasosas pelo sobreiro foi tal que reduziu o uso da água para 37% do seu valor potencial máximo. Certamente, a activa redução da taxa transpiratória no Verão está associada a uma “estratégia de conservação da água e prevenção da cavitação catastrófica”, quando o referido recurso é escasso.

Outra conclusão muito importante a extrair do resultado em discussão é o facto de as necessidades hídricas do sobreiro serem inferiores à média anual da precipitação em Évora, ou seja, $640 \pm 186 \text{ mm ano}^{-1}$, para a série climática de 1931 a 1995 (*cf.* Pereira *et al.*, 2001; www.meteo.pt), mesmo que no ano 2002, a que se refere o cálculo do uso da água pelo sobreiro, a precipitação anual acumulada (738 mm) tenha sido superior à referida normal climatológica do clima mediterrânico.

Por outras palavras, a adaptação fitoclimática do sobreiro e espécies afins (Natividade, 1950; Corcuera *et al.*, 2002) à distribuição anual da precipitação do clima mediterrânico é tal que só é esperado que o montante da precipitação anual, concentrada entre Outono e Primavera, explique o consumo anual de água, apenas em anos “secos”, com precipitação inferior à média climática. Com efeito, a componente do balanço hídrico local que determina a oferta efectiva da água disponível que as árvores reciclam para a atmosfera é a infiltração e não a precipitação total.

Acontece que, a fenologia das quercíneas está adaptada à sazonalidade das chuvas, de tal forma que as reservas hídricas do solo, consumidas durante a estação seca, são repostas na estação das chuvas seguinte, precisamente quando o sobreiro (ou espécies afins) está em dormência vegetativa (Joffre & Rambal, 1993; Joffre *et al.*, 1999; Baldocchi *et al.*, 2004). Para estes ecossistemas, se a variação da água no solo ao fim de um ano é praticamente nula, pelo contrário ela é substancial, ao longo do período de crescimento essencialmente primaveril, como já vimos.

Os resultados em análise indicam que o consumo anual de água pelo ecossistema foi significativamente condicionado pelo *stress* hídrico médio (0.65), experimentado pelo sobreiro, entre o dia 15 de Junho (com ET_0 acumulada à data igual a 599 mm, desde 1 de Janeiro) e o dia 14 de Setembro, a data da primeira precipitação significativa (14 mm). Ao longo desse período seco, ET_0 somou 612 mm, consistentemente superior à extracção de água pelo sobreiro.

No restante período, ainda não contabilizado (*i.e.*, 260/365 dia/dia), ET_0 acumulou 266 mm. Nota-se que em termos de frequência temporal (*e.g.*, $0.082 = 30/365$ dia/dia), a taxa média diária da curva anual de extracção de água corresponde à média ponderada dada por $(6.44 \times 0.082) + (2.25 \times 0.228) + (0.2 \times 0.712) = 1.22 \text{ mm dia}^{-1}$, indicando que em 71.2% do ano, o sobreiro extraiu a água do solo à taxa mínima de 0.2 mm dia^{-1} . Aparentemente, durante a maior parte do ciclo vegetativo, o sobreiro sobrevive de acordo com uma taxa de actividade mínima, seguramente devido à transpiração essencialmente cuticular, em resposta às restrições ambientais (água, temperatura, luz).

A actividade vegetativa das quercíneas perenifólias é condicionada pelo termoperiodismo (López *et al.* 2001a e b); além disso, verificámos que o número de dias chuvosos no ano civil ascendeu a 230 dias, associados a temperaturas médias baixas e à irradiância insuficiente que reduzem a fotossíntese e a transpiração a taxas mínimas. Nestas condições, o uso da água pelo sobreiro na estação fria e húmida atingiu

~3% da U_{\max} sazonal observada na Primavera e, no geral, representou apenas 12% da média anual da curva de extracção de água (Fig. 3.52). Na referida figura, a variável $U(t)$, estimada, aumentou desde o início e mostrou-se relativamente estável entre os dias 120 e 211. Com água abundante, espera-se que a transpiração aumente limitada pela energia disponível e que diminua quando a escassez da água disponível induzir o fecho parcial dos estomas para assegurar a turgescência das folhas.

Outra importante propriedade da transpiração a anotar é a persistência da taxa máxima da extracção de água, em conforto hídrico; neste caso, durou um período contínuo (tempo de residência da água) relativamente curto de trinta dias, ou seja, 1/12 do ciclo anual. Nesse período, o sobreiro fez uso intensivo da água disponível no solo, residente no domínio da dimensão linear de enraizamento da árvore, que ascendeu a 193 mm. Repara-se que esse montante representou 43% das necessidades hídricas anuais do sobreiro, em 2002, de acordo com a curva acumulada apresentada na Fig. 3.52. Entretanto, entre a última e a primeira precipitação significava do ano em causa, a árvore do sobreiro consumiu 362 mm da água, que per fez 81% das próprias necessidades hídricas anuais. Por outro lado, a oferta em altura equivalente da água disponível armazenada em todo o domínio do solo enraizado, pode calcular-se, com base na terra-fina, em 456 mm, basicamente igual ao integral anual da curva U presente na Fig. 3.52.

A diferença equivalente a 2.3%, entre este armazenamento e o total anual da água extraída pelo sobreiro, é demasiado pequena para ser atribuída à diminuição da porosidade do solo, porventura em profundidade, independentemente da sua origem. Em todo o caso, por exemplo, em condições ambientais favoráveis ao balanço anual nulo do carbono, o integral anual da água transpirada pelo sobreiro pode considera-se constante, quando expressa em volume de água por unidade de área e por ano.

Neste sentido, a acontecer a diminuição da porosidade do solo, ou substrato, ao longo do domínio enraizado, quiçá em profundidade, deve ser compensada através do crescimento das raízes em busca da água disponível, de forma a manter sensivelmente constante o consumo anual de água, acima indicado. Naturalmente, preconiza-se uma relação geométrica, em que a extensão do enraizamento aumenta assintoticamente em função da diminuição da porosidade.

Quando a intenção é captar a diferença do uso da água entre árvores com dimensões (idades) diferentes, a densidade de fluxo da água extraída e transpirada pela árvore pode ser integrada em área, de modo a calcular-se o caudal em massa de água equivalente.

Concretizando, a taxa de extracção de água na Primavera, que foi igual a 6.44 mm dia^{-1} , correspondeu a 8.31 kg dia^{-1} , no sobreiro jovem ($A_p = 1.29 \text{ m}^2$) e a 790 kg dia^{-1} num sobreiro adulto com $A_p = 123 \text{ m}^2$; em termos anuais, os totais são, respectivamente, 574 kg e $54.6 \cdot 10^3 \text{ kg}$ de água transpirada por árvore, consoante o seu tamanho.

5 Comparada com a entrada bruta da água no ecossistema, a extracção anual da água pela árvore do sobreiro foi equivalente a 60% da precipitação anual (738 mm), em 2002, elevando-se para 70% da precipitação média anual. Nota-se que, mesmo num anos húmido, mais chuvosos do que o ano médio, o sobreiro transpira menos água do que a precipitação média anual, o que ilustra a sua adaptação fitoclimática ao clima mediterrânico. Ao nível do *SPAC*, o uso total de água pelo ecossistema soma a
10 evaporação e a transpiração que perfazem a evapotranspiração (*ET*), na sua definição usual, e definem o coeficiente cultural do ecossistema, como se discute a seguir. No tópico seguinte, o coeficiente cultural é analisado de forma mais geral.

E. | Coeficiente cultural e evapotranspiração da plantação

15 Na sua definição clássica, o coeficiente cultural, de símbolo genérico K_c , é a variável relativa que resulta da divisão da evapotranspiração máxima (ET_{\max}) do fitossistema pela “evapotranspiração potencial”; esta é representada aqui pela evapotranspiração de referência local, ET_0 , de acordo com o paradigma da *FAO* (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998). Na essência, ET_0 é uma variável bioclimática, que caracteriza o estado
20 termodinâmico e aerodinâmico da atmosfera local, define o poder evaporante da mesma e é estimada pela equação de Penman-Monteith (“Material e Métodos”; *cf.* Monteith & Unsworth, 1990: 247; Annandale & Stockle, 1994; Campbell & Norman, 1998).

Traduzido em símbolos, e para condições edafoclimáticas (clima e água do solo) e fisiológicas (*e.g.*, máxima condutância estomática) favoráveis ao máximo fluxo de água
25 no *SPAC*, define-se $K_c = ET_{\max}/ET_0$ onde geralmente $ET_{\max} = U_{\max} + E_{s(\max)}$. Por seu lado, se os fluxos máximos de vapor, U_{\max} e $E_{s(\max)}$, são reportados à evapotranspiração de referência, definem então, respectivamente, o coeficiente cultural de base (K_{cb}), associado à transpiração, e o coeficiente de evaporação, K_e , da água no solo. Assim, o coeficiente cultural pode escrever-se, na forma usual, $K_c = K_{cb} + K_e$, expressão que
30 subentende a independência entre o processo biofísico da transpiração e o processo físico da evaporação, este relativamente passivo.

A representação clássica do coeficiente cultural aplica-se a uma superfície vegetal homogénea que cobre “completamente” o solo ($C = 1$), de que é exemplo um relvado (monocultura) saudável. Porém, essa representação é incompleta porque considera nula a evaporação correspondente à *intercepção*, E_i , da água pelas folhas e superfície lenhosa da árvore. O cálculo do coeficiente cultural restringe-se em geral aos períodos secos ou aos curtos intervalos de tempo que separam os eventos pluviométricos consecutivos, durante a estação chuvosa.

Neste estudo, o coeficiente cultural refere-se a um ecossistema representado por um sobreiral, constituído por árvores da mesma idade e cuja densidade foliar é uma variável de estado representada por C variável (mas LAI constante), a medida da fracção da área total da projecção das copas sobre o terreno. Nesse ecossistema, uma fracção apreciável ($1-C$) da superfície heterogénea, onde é produzido o vapor de água, está exposta directamente ao Sol, enquanto que C representa a fracção da superfície, ou factor de ponderação em área, da superfície vegetal fonte de vapor de água, geralmente a folhagem. O grau de cobertura que a vegetação oferece ao terreno também determina diferentes balanços energéticos e menor taxa de evaporação no solo ensombrado do que à superfície do solo exposto ao Sol.

O coeficiente cultural do sobreiral assim idealizado é representado pelo símbolo $\langle K_c \rangle$; esta nomenclatura significa a transformação (escalonamento) espacial do K_{cb} e do K_e no coeficiente cultural da plantação, como indicado, envolvendo a ponderação por C . Note que C pode afectar tanto a evaporação à superfície do solo ensombrado (se tida em conta) e a *intercepção* como a transpiração da vegetação activa. Quanto à *intercepção*, consideramos apenas as folhas, uma vez que admitimos ser o peso relativo da área total das folhas muito superior ao da área da superfície do material lenhoso.

A equação [3.60], apresentada a seguir, reúne não só as duas parcelas clássicas do balanço hídrico mas, também, a *intercepção* para definir $\langle K_c \rangle$ segundo a soma ponderada em área, como indicado. A equação [3.60] é a representação matemática dos fluxos relativos do vapor de água produzido na superfície heterogénea do ecossistema, que é abstraída conforme o esquema em paralelo, *solo + vegetação*, com C variável entre 0 e 1.

Para a vegetação activa, C é positivo e, no limite, quando $C = 1$, a plantação é comparada a um hipotético sobreiral, espacialmente homogéneo, ao qual se atribui os mesmos índices de área foliar e índice de área xilémico (LAX), a mesma “porosidade” ($c = 0.78$) e o mesmo coeficiente de transmissão da folhagem observados na árvore

representativa (*cf.* Quadro 3.25). Além disso, o ecossistema considera-se desprovido das componentes herbácea e arbustiva, sendo a componente vegetal constituída apenas por réplicas da árvore representativa. Este quadro é relativamente frequente em montados cujo solo é sujeito à mobilização.

5 No que se refere aos fluxos, tal como na árvore, a folhagem do sobreiral é tratada como uma fonte “dual” (sombra/luz) de vapor de água aí produzido via transpiração. Significa isto que a transpiração total ao nível do sobreiral descrito está associada à máxima condutância estomática difusiva, medida na parte iluminada da folhagem, e à mínima condutância associada à fracção complementar da folhagem ensombrada.

10 Por outro lado, à semelhança da folhagem do sobreiral idealizado, a superfície total do solo é também abstraída como um esquema “dual” de trocas de vapor de água e de componentes da energia disponível com a atmosfera próxima (Baldocchi, 2005). A ligação entre a superfície (folhagem ou solo) evaporante e a atmosfera (num dado nível de referência) é feita pelas resistências aerodinâmicas (inverso das condutâncias) aos fluxos do vapor de água produzidos pela transpiração e pela evaporação (*cf.*, Passerat de
15 Silans *et al.*, 1986; Rambal, 1993, Braud *et al.*, 1995; Monteith, 1998), sendo estas especificadas no estudo do balanço energético (Secção §3.10).

Em síntese, a superfície do solo exposta ao Sol representa a fracção $1-C$ do terreno, exterior à “linha de gotejamento” das copas, cujas projecções sobre a superfície do terreno determinam C . Consequentemente, o coeficiente cultural da plantação pode
20 definir-se, genericamente, como segue e para qualquer escala temporal mensurável dos fluxos envolvidos:

$$\langle K_c \rangle = C(K_{cb} + K_i) + (1-C)K_e \quad [3.60]$$

25 Aqui, $K_i = K_i/ET_0$ representa o “coeficiente de *intercepção*, à semelhança de K_{cb} e K_e ; K_i é positivo quando chove, essencialmente na estação chuvosa, e nulo na estação seca, virtualmente sem chuva. Para C constante, a variação de $\langle K_c \rangle$ é induzida por qualquer um dos termos presentes no segundo membro da equação [3.60]. Sob o clima
30 mediterrânico, $\langle K_c \rangle$ dependerá da taxa de extracção de água (via K_{cb}), na maior parte da estação seca; na estação chuvosa $\langle K_c \rangle$ será essencialmente determinado pela evaporação, via K_e , e pela *intercepção*, associada a K_i . Nesta análise, a evaporação e *intercepção* são consideradas simultâneas, ocorrendo durante a estação das chuvas.

Ao contrário da transpiração que é activamente controlada pela condutância estomática, a evaporação e a *intercepção* são processos eco-hidrológicos relativamente passivos. Em termos fenológicos, na fase de desenvolvimento de uma plantação recém-instalada, C aumenta e, naturalmente, $1-C$ diminui. Em teoria, eventualmente a parcela
5 $(1-C)K_e$ fixa-se no valor mínimo correspondente a $C = \sim 1$, na fase de maturidade de uma vegetação densa, independentemente do comportamento do K_{cb} . Mas, em cobertos vegetais heterogéneos, a situação de interesse neste estudo, cuja componente arbórea tem uma estrutura permanentemente esparsa, a fracção $1-C$ tende a ser um valor expressivo, usualmente superior a 0.50.

10 De qualquer modo, para o ecossistema em análise, C da plantação é constante no período de integração anual. Por exemplo, C atinge 0.35 na componente arbórea do montado da Mitra (David, 2000); cerca de 0.18 nos ecossistemas equivalentes (*dehesas*) estudados por Joffre & Rambal (1993), em Espanha, e 0.40 na savana mediterrânica estudada por Baldocchi *et al.* (2004), em 2002, no Norte da Califórnia, cuja componente
15 arbórea é formada por árvores da espécie caducifólia *Quercus douglasii*.

Neste ponto da análise, ao contrário do K_{cb} do sobreiro, não estão ainda clarificados nem K_i (não medido), nem K_e , este determinado com base apenas na evaporação medida durante uma semana, no Verão. Para contornar a ausência da medição contínua da evaporação ao longo do ano, as taxas diárias e os totais anuais de E_s e E_i são
20 comparadas, entre si, através de uma solução de compromisso. Esta solução envolve a área foliar total, logo C , do ecossistema, cuja dinâmica preconiza a evolução conjunta de E_i e E_s em sentidos opostos.

A evolução oposta entre E_i e E_s locais é interpretada como o reflexo do efeito imediato da evolução da área foliar total sobre a importância relativa crescente da
25 *intercepção*, via LAI , e da diminuição da evaporação, devido ao aumento de C . Paralelamente, dado que, em ecossistemas esparsos, existe uma relação linear crescente entre LAI e C (*cf.* Mu *et al.*, 2007), a radiação solar transmitida à superfície do solo, sob a copa, é uma função decrescente da variável de estado, LAI , argumento na função de transmissão (equação [2.8], *p.* 46; equação [3.47], *p.* 209).

30 A tendência oposta existente entre E_i e E_s destacou-se nos resultados da simulação do balanço hídrico de um eucaliptal (*E. camaldulensis*), nas condições edafoclimáticas da região das Pampas Argentinas (36° 02.0 'S; 57°50.3' W), com clima temperado (Engel *et al.*, 2005). Para seis cenários que estes autores simularam, os integrais anuais ΣE_i e

ΣE_s mostraram-se idênticos, entre si, e totalizaram, em média, 123 ± 26.2 ($n = 6$) e 119 ± 11.0 mm ano^{-1} ($n = 6$), respectivamente; a diferença mínima (3.7%) evidente só é possível se o balanço da radiação líquida for, coincidentemente, semelhante na folhagem e no solo húmido.

5 Com base nesta informação, em princípio, os integrais anuais procurados ΣE_i e ΣE_s , que este último é determinado para campo aberto e em torno da árvore, devem ser comparáveis entre si. É que a insuficiência da irradiância transmitida pela folhagem ao solo sob a copa reduz, para uma ordem de grandeza inferior, a taxa da evaporação na fracção da área total do solo permanentemente ensombrada, em relação à evaporação
10 em campo aberto.

As razões expostas permitem considerar a *intercepção* e a evaporação no solo exposto ao Sol processos independentes, entre si, no ecossistema esparso com C constante. É uma drástica simplificação do ecossistema mas que funciona.

Pode assumir-se, igualmente, a justificação a convergência entre ΣE_i e ΣE_s (*cf.* Engel
15 *et al.*, 2005) porque, por um lado, a resistência aerodinâmica no ecossistema em análise se considera única, logo comum à *intercepção* e à evaporação. Por outro lado, o albedo do solo húmido (*i.e.*, 0.19–0.24) e da folhagem (*i.e.*, 0.19) são também idênticos, entre si, e (veremos) podem estabelecer-se balanços da radiação líquida “isotérmica” idênticos na folhagem e no solo. A argumentação destas ideias é desenvolvida na
20 *Secção* §3.10.

Acresce o facto de a resistência difusiva da superfície no caso da *intercepção* e da evaporação ser da classe “mínima”, em condições de pressão de vapor saturante correspondentes ao máximo fluxo. Numa palavra, e antecipando-nos um pouco, a energia disponível é, dentro do erro, similar para a folhagem/copa da árvore e a
25 superfície do solo húmido, à capacidade de campo. No que se refere ao presente estudo, tal é verdade com $\pm 7.5\%$ de incerteza, como poderá ver-se no âmbito do âmbito do balanço energético (*Secção* §3.10).

Em suma, o quadro formal acima delineado determina basicamente o mesmo fluxo potencial de calor latente associado a E_i e a E_s , apesar de no clima mediterrânico as
30 condições atmosféricas para a ocorrência das taxas máximas da *intercepção* e da evaporação potencial diárias estarem desfasadas no tempo.

No entanto, para o ciclo anual, o que importa aqui na estimativa de ΣE_s não é a simultaneidade desta com a *intercepção* mas, sim, eleger as condições de fronteira que

permitam, primeiro, simular a curva anual da *intercepção* a passo de integração diário e, depois, somá-la ao longo do ano e, em primeira aproximação, igualar esse integral a ΣE_s (sugestão dos resultados de Engel *et al.*, 2005). O derradeiro teste ao procedimento impõe um balanço hídrico anual nulo no contínuo *SPAC*, para o valor actual de *C*.

- 5 O balanço hídrico anual a anular é $P - [I + CE_i + (1-C)E_s] = 0$, em que a infiltração (*I*) representa a transpiração e *P* a precipitação anuais. A evaporação anual está restringida a não superior 11% da evapotranspiração anual (1 437 mm), ou seja, 158 mm, uma restrição de acordo com as propriedades hidrológicas do solo (ver discussão na p. 202).
- 10 Os critérios empíricos de cálculo utilizado para a resolução do balanço hídrico anual permitem estimar a *intercepção* como função linear da precipitação diária (uma variável estocástica), com parâmetro proporcional a *LAI*, à semelhança do que fez Friend *et al.* (1997), embora para vegetação densa. Simulações mais elegantes podem encontrar-se, por exemplo, em Braud *et al.* (1995) e Valente *et al.* (1997) para ecossistemas esparsos.

15

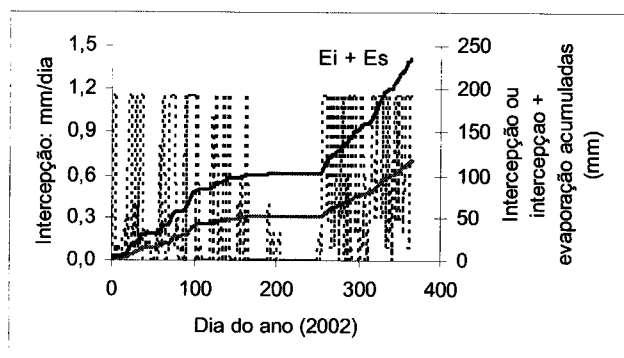


Fig. 3.53. Taxa diária da evaporação da água interceptada (*intercepção*) pela folhagem do sobreiro (*LAI* = 3.54), a sua curva de acumulação anual (118 mm) em torno da árvore e a curva acumulada ($E_i + E_s$) da intercepção e da evaporação. A precipitação e E_i durante o período seco foram virtualmente nulas.

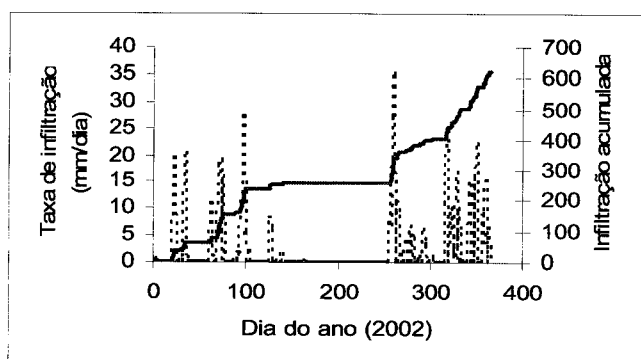


Fig. 3.54. Infiltração diária e a infiltração acumulada anual (620 mm) em torno da árvore.

- 40 Prosseguimos, agora, estimando a curva anual da *intercepção* diária. Em ordem a identificar o factor de conversão entre a precipitação diária, p_j , e a *intercepção*,

envolvendo LAI , começamos por exprimir a *intercepção* acumulada anual “referenciada” à unidade do produto $LAI \times C$ no período chuvoso. Para nos referirmos a exemplos de ecossistemas esparsos, no Alentejo, notamos que Valente *et al.* (1997) mediu $\Sigma E_i = 153$ mm, no Pinhal da Carrasqueira (38°50'N; 8°51'W) de *Pinus pinaster* Ait. ($LAI = 2.7$; $C = 0.64$; 312 árvores/ha) e 109 mm no eucaliptal (*E. globulus* Labill.; $LAI = 3.2$; $C = 0.64$; 1 010 árvores/ha) da Herdade da Espirra (38°38'N; 8°36'W), para os quais a *intercepção* acumulada representou $57LAI$ e $34LAI$, respectivamente.

Para a azinheira ($LAI = 2.6$; $c = 0.80$) representativa do montado esparsos de sobre e azinho da Mitra, David (2000) estimou a *intercepção* média de 200 mm de água evaporada por ano, com base em dois ciclos anuais completos de medições, entre 1997 e 1999. Com base nos três exemplos citados, obtém-se o intervalo médio de um erro-padrão do quociente $\Sigma E_i / (C \cdot LAI)$ que é 74.3 ± 16.3 mm de água por unidade de LAI e do grau de coberto. Utilizamos este factor para estimar a *intercepção* no sobreiro em 2002, depois de dividido pelo número de dias de chuvas.

Assim, dado que a estação das chuvas na Mitra, em 2002, se prolongou por 230 dias, no cálculo propriamente dito, a relação $E_i(t)$ [mm/dia] = $0.323 \times LAI \times p_j(t)$ devolve o integral diário da *intercepção* por unidade de C , no dia j , e que corresponde à capacidade de armazenamento (1.14 mm) desse reservatório na folhagem.

A condição $p_j(t) \leq 0.323LAI C^{-1}$ mm dia⁻¹ (a constante é 0.323 mm dia⁻¹ $(LAI \cdot C)^{-1}$) especifica os casos em que toda a precipitação diária é interceptada pela folhagem e aí evaporada instantaneamente; alternativamente, a condição $p_j(t) > 0.323LAI$ descreve as situações em que a precipitação ultrapassa a capacidade de armazenamento da folhagem. Então, nestes casos, o algoritmo satura o reservatório da *intercepção* e drena o excedente de água, $p_j(t) - 0.323LAI$, para o reservatório da infiltração no solo, em torno da árvore.

O algoritmo estabelece uma dependência linear da infiltração em relação à precipitação diária. Na essência, todas as condições indicadas significam que a infiltração da água no solo e a *intercepção* locais são tão intermitentes quanto aleatórias, à semelhança da precipitação, a variável atmosférica que força o balanço hídrico do ecossistema.

A distribuição anual da *intercepção* diária está representada na Fig. 3.53; a curva da infiltração vem na Fig. 3.54. Do ponto de vista qualitativo, a distribuição temporal da *intercepção* forma um espectro de eventos “instantâneos” e cada episódio ocorre de

acordo com uma distribuição do tipo “delta” de Dirac, associada a uma certa frequência temporal. Este padrão temporal da *intercepção* reflecte a característica intermitência da precipitação, cuja duração é, em geral, inferior ao passo de integração diário utilizado na análise.

5 A perda de vapor de água, originada pela *intercepção* estimada aqui, deu-se à taxa média de 0.32 mm dia^{-1} . Na escala anual, a *intercepção* somou 118 mm ano^{-1} e representou 8% da ET_0 e 16% da precipitação acumuladas, no ano de 2002, e 18% da precipitação média anual, em Évora. A cumulante anual da *intercepção* foi, ainda, equivalente a 32% da água extraída e transpirada pela árvore do sobreiro, ou da canópia
10 equivalente, naquele ano.

Para cobertura total do terreno pela vegetação ($C = 1$), o modelo considera nula a evaporação no solo ensombrado, pelo que a evapotranspiração, $\langle ET \rangle$, iguala a soma entre a *intercepção* e a transpiração/extracção em 563 mm. Este é o valor máximo do uso da água pelo ecossistema, nas condições edafoclimáticas do campo experimental.

15 Mas, anota-se, se o cálculo se não fizesse com $\sum U_{j \text{ aj}} = 445 \text{ mm}$ para a transpiração (cf. p. 316), mas com 456 mm que corresponde à água disponível armazenada no volume de controlo do solo enraizado (ver *Secção* 3.8.5; alínea “C”), a predição da evapotranspiração máxima da árvore representativa, ou canópia equivalente, ascenderia a 574 mm por ano. Esta estimativa concorda com a anterior.

20 Paralelamente, a estimativa da *infiltração* diária acumulada ao longo do ano atingiu 620 mm (Fig. 3.54), representando a diferença entre as cumulantes da precipitação ($\Sigma P = 738 \text{ mm}$) e da *intercepção*. A *infiltração* anual representa a entrada líquida de água no ecossistema em 2002, pelo que, se o balanço hídrico do ecossistema funcionar em regime estacionário, então, a evapotranspiração iguala a infiltração, em teoria.

25 Como a taxa média da *infiltração* diária estimada (1.70 mm dia^{-1}) foi três ordens de grandeza inferior à condutividade hidráulica em solo saturado, é razoável basear o estudo do balanço hídrico anual no pressuposto de que a produção anual de água ($PA = \text{escoamento} + \text{drenagem profunda}$) pelo ecossistema é, para efeitos práticos, nula. Recorda-se que o ecossistema idealizado ($C = 1$) é uma réplica da árvore representativa,
30 com coeficiente de transmissão, $\tau_c(LAI)$, não nulo.

Por outras palavras, se $PA = 0$, em princípio, a *infiltração* deve contrabalançar a soma entre os totais anuais ΣE_s e $\Sigma U_{j \text{ aj}}$; inversamente, no quadro do balanço hídrico anual nulo, a diferença entre a *infiltração*, ΣI , e o uso da água pela árvore constitui uma

aproximação à evaporação anual em torno da árvore. Assim, a cumulante anual ΣE_s procurada não deve ser superior à diferença $\Sigma I - \Sigma U_{aj}$, isto é, 175 mm.

5 A evaporação anual em torno da árvore representativa pode ser estimada, ainda, em função do coeficiente de transmissão da folhagem, $\tau_c(LAI) = \exp(-0.5LAI) = 0.17$, para a radiação solar global. Segundo este modelo, a evaporação potencial máxima no solo é 17% da ET_0 anual, ou seja, 122 mm. Esta estimativa da evaporação é consistente com a condição imposta no parágrafo anterior.

10 Contudo, a escolha do valor actual definitivo de ΣE_s , entre as estimativas apresentadas, é dependente da condição que garante a conservação da água no volume de controlo do solo enraizado, para o fechar a zero o balanço hídrico anual no ecossistema. Acima de tudo, a condição “balanço hídrico anual nulo” implica uma variação nula da água disponível no volume de controlo, admitindo $PA = 0$.

15 Feito isto, então, o algoritmo optimiza o total anual, ΣE_s , utilizado como critério de convergência, na parametrização da curva diária $E_s(t)$, de modo a garantir o balanço hídrico anual nulo. Filosoficamente, a parametrização da curva da evaporação diária, feita desta forma, visou igualmente sincronizar a evaporação com a precipitação, no ciclo anual, pelo facto da última ser a variável climática que força o balanço hídrico no sistema.

20 Na essência, a curva $E_s(t)$ é gerada em função da precipitação diária e de forma idêntica à da *intercepção*. Fixando $C = 1$, verifica-se que o balanço hídrico anual é sempre negativo e igual a -61 mm, erro ilustrado pela parte negativa do gráfico na Fig. 3.55. No entanto, o balanço hídrico igualou a zero quando, durante a parametrização, a curva da evaporação coincidiu com a da *intercepção* (Fig. 3.53), logo o seu integral anual, também.

25 Assim, dado que a diferença entre a solução encontrada, $\Sigma E_s = 118$ mm, e 122 mm, derivado há pouco, é desprezável no cômputo anual, pode ser conveniente igualar-se a evaporação à *intercepção* (*vide* Fig. 3.53), já que a modelação desta é mais imediata. Naturalmente, a soma ponderada entre ΣE_s e ΣE_i é sempre constante (118 mm); a sua importância relativa varia em função de C , sendo iguais quando $C = 0.60$.

30 A evaporação anual acima calculada é ponderada por $1-C$, ao nível do ecossistema. Então, dada a precipitação anual, de imediato fica determinada a primeira aproximação ao total anual (ΣI) da água infiltrada e da água armazenada (ΣA) no solo, em todo o domínio da dimensão linear de enraizamento ($DLE_{ciclo} = 1.14$ m). A infiltração é, pois,

$\Sigma I = 738 - 118 = 620$ m, enquanto que o armazenamento é $\Sigma A = 738 - 2(118) + e = (502 + e)$ mm, com $e =$ erro (parte negativa do gráfico na Fig. 3.55). Fundamentalmente, para erro nulo, ΣA justifica a transpiração da água extraída do solo pelas árvores e a *infiltração* explica a soma entre a transpiração e a eventual produção anual de água.

- 5 Finalmente, justificadas as origens de todos os termos de interesse, a evapotranspiração do ecossistema esparso ($C = 0.08$) estudado pode ser calculada multiplicando a equação [3.60] por ET_0 , o que permite escrever, após as devidas substituições,

$$\langle ET \rangle = (445 + 118)(0.08) + (118)(1 - 0.08) = 154 \text{ mm ano}^{-1}.$$

- 10 Neste cálculo, pode ver-se que a evaporação e a *intercepção* ponderadas ascendem, respectivamente, a 71% e 6% de $\langle ET \rangle$ no sobreiral jovem. Para um grau de coberto tão baixo, a produção de água preconizada para este ecossistema é $PA = 349$ mm por ano.

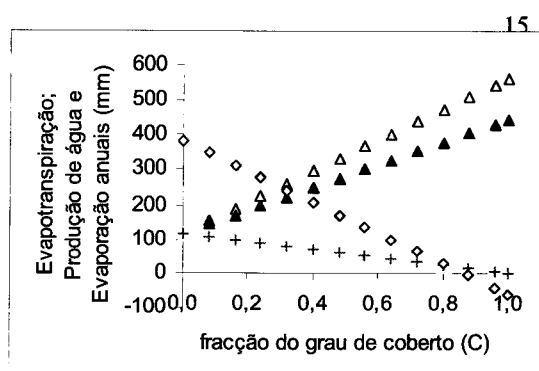


Fig. 3.55. Totais anuais da evapotranspiração (triângulos vazios ou cheios), “produção de água” (quadrilátero) e evaporação (+) no ecossistema em função do grau de coberto (C), segundo a equação [3.60]. Ao contrário da curva superior (triângulos vazios), a curva inferior (triângulos cheios) da evapotranspiração exclui a *intercepção* (118 mm); os totais são 563 e 445 mm, respectivamente.

- A variação de C , com LAI constante, permite a simulação de vários cenários da dinâmica da vegetação (Fig. 3.55). O aumento de C implica, naturalmente, a perda do peso da evaporação e, para $C = 0.53$, em representação da densidade arbórea de 43
- 30 árvores adultas por hectare, $\langle ET \rangle$ projecta-se para 354 mm de água por ano, em que a parcela ΣE_s (= 55.4 mm) representa 16%. Para o estado vegetativo e densidade arbórea indicados, PA diminui para 148 mm, em comparação com o sobreiral jovem. No âmbito da condição “balanço hídrico nulo”, a produção de água anula-se também quando $C =$
- 35 0.862. Nesta situação, $\langle ET \rangle$ iguala 502 mm, a parte da água infiltrada e efectivamente retida no solo; a evaporação e a *intercepção* reduzem-se para 16.3 e 102 mm.

A figura 3.55 mostra uma variação linear do total anual da evapotranspiração actual no ecossistema, quando apenas varia o grau de cobertura do terreno. As situações mais comuns nos ecossistemas de montado com árvores adultas, na zona bioclimática mais favorável, dizem respeito ao intervalo de manejo de C definido entre 0.30 e 0.60 (CIPS, 2005), para os quais se prevê $\langle ET \rangle$ de 251 e 385 mm por ano, respectivamente.

Neste ponto da discussão, invocamos o teorema do valor médio, dada a variabilidade espacial da extracção (uso) da água, $\langle U \rangle$, existente entre as árvores, para a comparar com a evapotranspiração “integrada”, $\langle ET \rangle$, do próprio ecossistema. A ideia subjacente admite a existência de valores de C superiores a um certo valor crítico, C^* , para os quais o uso da água pela árvore representativa iguala $\langle ET \rangle$ da plantação esparsa. Ou seja, numa palavra, para $C = C^*$ deve verificar-se a relação unitária $\langle U \rangle / \langle ET \rangle = 1$.

Globalmente, os cálculos indicam que valores representativos de C e $\langle ET \rangle$ que verifiquem a condição acima indicada são, respectivamente, $C^* = 0.735$ (~ 0.74) e, claro, 445 mm. Neste caso, a evaporação (*i.e.*, 31.3 mm) e a *intercepção* (*i.e.*, 86.7 mm) preconizadas representam, respectivamente, 7% e 19% de $\langle ET \rangle$; a produção de água estimada representa 13% (56.8 mm) da evapotranspiração.

A conclusão é que, para graus de coberto inferiores a ~ 0.74 , as árvores do povoamento arbóreo esparsa podem considerar-se isoladas umas das outras e, por isso, a competição pelos recursos (água e nutrientes) deve ser mínima, do ponto de vista das relações eco-hidrológicas no ecossistema. Pelo contrário, para $C > C^*$, o “efeito de comunidade” é tal que as relações eco-hidrológicas entre a dinâmica da água do solo e a captação de recursos por cada indivíduo confundem-se com as do próprio ecossistema como um todo. Nesta aglomeração a competição pode ser relativamente intensa, na zona bioclimática onde a precipitação anual é inferior a 700-800 mm.

No limite, quando $C \rightarrow 1$, a evapotranspiração actual tende para o valor máximo esperado, $\langle ET_{\max} \rangle = 563$ mm, que é comum ao ecossistema e à árvore representativa equivalente. Regressando à equação [3.60], K_e é, neste caso, aproximado a zero, o que equivale a anular a parcela da evaporação da água no solo ensombrado pela folhagem, no cômputo da evapotranspiração anual. Na referida situação limite, expressa pela máxima densidade da folhagem da componente vegetal, a parcela do balanço hídrico afecta à transpiração anual representa 79% de $\langle ET \rangle$ e, a *intercepção*, os restantes 21%.

Comparada, agora, com a entrada bruta de água no ecossistema, $\langle ET_{\max} \rangle$, determinado em torno da árvore ou para a canópia equivalente e dominado pelo fluxo transpiratório, representou 76% da precipitação anual (738 mm), em 2002, mas, 88% da

precipitação média anual (na condição de a evaporação ponderada ser virtualmente nula para C unitário).

Dito de outro modo, na essência, a pressão ambiental, que a carência hídrica pode exercer sobre a sobrevivência das árvores e o equilíbrio estrutural da componente arbórea do ecossistema, aumenta à medida que a precipitação anual diminui na estação agroflorestal. Essa pressão ambiental parece torna-se crítica, quando a precipitação anual é inferior a 88% da normal climatológica da precipitação, situação em que a água disponível se reduz de forma significativa, porque são deduzidas a *intercepção* e a evaporação.

Exemplos de $\langle ET \rangle$ da árvore ou canópia equivalente, relacionados com outros estudos, oferecem-nos uma perspectiva comparada do uso da água pelo ecossistema do tipo mediterrânico. Em particular, a média plurianual de 591 (± 61.0) mm de água representa a evapotranspiração de três “dehesas”, em Espanha, determinada com base no balanço hídrico feito em torno de árvores de *Q. suber* ($LAI = 3.6$) e *Q. ilex* ($LAI = 3.0$) com altura média igual a 7 m; as *dehesas* foram escolhidas segundo um gradiente latitudinal e a precipitação média acumulou 743 ± 163 mm (cf. Joffre & Rambal; 1993).

Noutro estudo, a evapotranspiração de um ecossistema dominado por *Q. coccifera* ($C = 0.80-1.0$; altura = 70 cm; $LAI = 2.4$) totalizou 577 mm de água por ano, num ambiente edafoclimático mediterrânico em Montpellier, França; a componente da transpiração (462 mm) perfaz 80% e, a evaporação, os restantes 20%, tal como foi simulado e verificado por Rambal (1993).

Para outro ecossistema mediterrânico, localizada no Norte da Califórnia, o caso de $C = 0.40$ e $\langle ET \rangle = 296$ mm (na Fig. 3.55), por exemplo, reproduz razoavelmente a evapotranspiração anual de 381 mm (C como indicado), medida através do método aerodinâmico das flutuações instantâneas, no ano de 2002, quando a precipitação anual acumulou 494 mm; a componente arbórea desse ecossistema é a espécie caducifólia *Q. douglasii* (Baldocchi *et al.* (2004). O desvio em causa é da ordem de 0.23 mm dia^{-1} .

Enfim, conclui-se que, de uma forma geral, o algoritmo aqui discutido e resumido na equação [3.60] estima favoravelmente a evapotranspiração dos ecossistemas mediterrânicos, expressa em função do grau de coberto. Verifica-se, por outro lado, que as estimativas apresentadas concordam, satisfatoriamente, com o consumo hídrico anual de várias comunidades arbóreas e arbustivas nas latitudes médias, tendo em conta a revisão feita por Wullschleger *et al.* (1998) ou por Baldocchi *et al.* (2004).

Muitas vezes, a comparação do uso da água entre diferentes ecossistemas não é clara, pois, é frequente a fonte de informação não especificar o grau de coberto nem oferecer informação que permita a sua determinação. Em todo o caso, constitui um importante descritor de adaptação fitoclimática, a regra de a evapotranspiração determinada para os ecossistemas mediterrânicos esparsos, do tipo savana, ser consistentemente inferior à precipitação média anual, o que pressupõe uma certa produção de água pelo ecossistema.

A propósito, Joffre & Rambal (1993) concluíram que a produção de água determinada em torno da árvore (40–50 árvores por *ha*) foi despoletada apenas quando a precipitação acumulada atingiu 570 mm, mas 250 mm na componente herbácea, isto é, todos os anos. Em torno da árvore, o resultado é consistente com aquele obtido aqui.

Para ambas as componentes vegetais das três “dehesas” replicadas em três locais, os resultados dos balanços hídricos, determinados *in loco* e durante três anos por Joffre & Rambal (1993), sustentaram correlações lineares positivas, entre a produção de água (y) e a precipitação (x) anuais naquelas “dehesas”. A recta da produção de água ajustada em torno da árvore foi $PA = 0.878\Sigma P - 500$ ($r = 0.93$, $\alpha < 0.01$); se esta equação indica que produção de água no ecossistema é despoletada apenas quando a precipitação acumulada atinge ~570 mm, a ordenada na origem estima a água armazenada no solo e transpirada pela árvore, que é basicamente o valor obtido já referido quando $C = 0.86$.

É importante realçar que o facto de Joffre & Rambal (1993) não terem ponderado em área os resultados dos balanços hídricos, que determinaram sob a área de influência das árvores, legitima a aplicação da sua equação de PA , acima indicada. Aplicada, então, à Mitra, a referida equação estima $PA = 148$ mm, dada a precipitação observada em 2002, ou seja, 20% da precipitação e 42% de $\langle ET \rangle$.

Para o sobreiral adulto, caracterizado neste estudo com a densidade arbórea média de 43 árvores por *ha* (com base na altura média das árvores no intervalo 6–7 m; *cf.* David, 2000), $LAI = 3.54$ e $C = 0.53$ (ver Secção § 3.9.3.1, alínea “C”), o nosso modelo do balanço hídrico anual estima o mesmo valor de PA , para $C = 0.53$, representando PA como 42% de $\langle ET \rangle$; para esta relação, Joffre & Rambal (1993) indicaram o intervalo 30–40%, para valores $< 44\%$.

Do ponto de vista ecológico, a evapotranspiração do fitossistema e, fundamentalmente, a componente transpirada (445 a 456 mm ano⁻¹, no sobreiro), determina os limites da área de distribuição geográfica do sobreiro, onde a coluna

pluviométrica deve ser superior a ~450 mm por ano. Esta conclusão está de acordo com a zonagem bioclimática (óptima) do sobreiro, de influência atlântica, discutida por Natividade (1950), Joffre *et al.* (1999) e Costa & Pereira (2007). A distribuição dos carvalhos em Portugal Continental está ilustrada no Anexo 5.

5 A seguir comparamos os nossos resultados com outros resultados empíricos ou simulados, seja para períodos sazonais favoráveis à máxima taxa transpiratória seja para períodos mais longos, durante os quais a árvore está sujeita a eventuais efeitos de carência hídrica.

10 Por exemplo, para o período sazonal entre 15 de Maio e 15 de Junho (2002) e ET_0 média igual a 7.61 mm dia⁻¹, vimos que a *intercepção* e evaporação foram virtualmente nulas; a taxa de extracção máxima para o sobreiral adulto ($C = 0.53$ e $LAI = 3.54$ m² m⁻², ou $C \cdot LAI = 1.88$) é estimada como $\langle U_{\max,p} \rangle = (0.45)(7.61) = 3.42$ mm dia⁻¹; para o sobreiral jovem, a estimativa baixa para $\langle U_{\max,p} \rangle = (0.18)(7.61) = 1.39$ mm dia⁻¹, no mesmo período, devido ao grau de cobertura do terreno quase sete vezes menor.

15 Verifica-se que a primeira destas estimativas é consistente com a “taxa transpiratória” igual a 3.64 mm dia⁻¹, estimada num eucaliptal a partir da medição do fluxo de seiva (método de Granier), durante a fase de conforto hídrico primaveril (David *et al.*, 1997). A plantação em causa foi a mesma de *Eucalyptus globulus* ($C = \sim 0.6$, $LAI = 3.2$ m² m⁻²; $C \cdot LAI = 1.92$), sem estrato herbáceo, para a qual Valente *et al.*
20 (1997) calibraram um modelo numérico destinado a estimar a *intercepção*. Relevante aqui é o facto de poder estimar-se, para a árvore representativa desse eucaliptal, $U_{\max} = 3.64/0.6 = 6.0$ mm dia⁻¹, que é similar a U_{\max} sazonal do sobreiro e da azinheira, determinada neste estudo.

25 Para outro eucaliptal, agora, num clima temperado húmido (~1000 mm de chuva anual), uma plantação (de 1951) com *Eucalyptus camaldulensis* ($LAI = 6.25$; $C = 0.80$; 500–700 árvores ha⁻¹, nas Pampas argentinas), Engel *et al.* (2005) combinaram as medições do fluxo de seiva (MG), flutuação do nível freático e variação da água do solo e calibraram o modelo *SPA* actualizado (ver Engel *et al.* (2005: 12)]. Para o ano de
30 simulação (precipitação, 803 mm), $\langle ET \rangle$ simulado repartiu-se entre 592 e 118 mm para a extracção de água e evaporação, respectivamente; a *intercepção* foi idêntica à evaporação e igual a 125 mm por ano. Nesse estudo, a extracção da água pelas árvores fez 83% da $\langle ET \rangle$ (Engel *et al.*, 2005); a evaporação anual é igual à evaporação simulada no presente estudo e próxima da simulada por Rambal (1993).

Em termos do consumo mínimo de água por um ecossistema de montado, o clima sujeita-o ciclicamente à restrição climática, criada pela insuficiente entrada de água (além de solos delgados), durante as séries de “secas climáticas” que duram 3 a 4 anos e têm período de retorno entre 20 e 30 anos (Joffre *et al.*, 1999). Nestes climas, a média climática da precipitação mínima (ΣP_{\min}) pode totalizar 347 mm (série climática de 1931 a 1995), em Évora (Pereira *et al.*, 2001) – por sinal igual à semissoma referente aos dois ciclos hidrológicos de 1998/1999 e 1999/2000, neste estudo – ou 365 mm ano⁻¹, na ilha mediterrânica da Sicília, uma região semi-árida, temperada marítima (Nardini *et al.*, 1999).

Na Sicília, Nardini *et al.* (1999) estudaram as relações hídricas em árvores jovens de sobreiro de renovação natural, numa floresta adulta (com 30 anos de idade e com regeneração natural nas clareiras) localizada ao nível do mar e instalada em solos com profundidade limitada a 60 cm de profundidade. O défice hídrico quase permanente foi traduzido pela média da condutância estomática máxima igual a 140 mmol m⁻² s⁻¹, nas condições mais favoráveis da água disponível, no mês de Abril. Nota-se que esta condutância representa apenas 39% da condutância estomática máxima do sobreiro, observada neste estudo.

Ora a dinâmica da componente arbórea domina o ecossistema do tipo montado (Joffre *et al.*, 1999), cuja persistência no tempo implica que a carência hídrica permanente em anos de seca climática não o conduza à ruptura ecológica, através da morte generalizada das árvores. A combinação do solo pouco profundo e da reduzida pluviometria no ecossistema descrito por Nardini *et al.* (1999) permite-nos especular que, em anos secos, a quantidade da extracção anual da água do solo pelas árvores deve ser semelhante à diferença $\Sigma P_{\min} - 2\Sigma E_s$ (*i.e.*, para ΣE_s anual relativamente conservativa e “produção de água” nula), se as raízes não tiverem acesso à água de origem freática.

Em síntese, essa diferença corresponderia ao consumo hídrico de 111 mm ano⁻¹ e à capacidade de armazenamento de água, $CA = 222$ mm, em Évora, e no solo estudado, mas com a conseqüente redução do LAI óptimo da árvore.

A propósito da variação de LAI com a água disponível no ecossistema, Hoff & Rambal (2003) exploraram o padrão da adaptação de LAI de equilíbrio induzido pela variação das condições edafoclimáticas. Para o efeito calibraram o modelo de simulação FOREST-BGC num ecossistema mediterrânico, dominado em 90% por *Q. ilex*, segundo

um gradiente latitudinal da precipitação (631, 782 e 1003 mm ano⁻¹), em três locais, em Montpellier (França), e séries climáticas de 1984–1993.

Hoff & Rambal (2003) relacionaram *LAI* e *CA* do solo e concluíram que o ecossistema é sustentável para *CA* mínimo igual a 100 mm e *LAI* mínimo entre 1.9 e 2.3 m² m⁻² dependente de *CA*, de acordo com uma função crescente e assintótica de *CA*, com precipitação média anual constante. Nesse estudo, *LAI* ótimo simulado foi similar ao valor observado (3.25 m² m⁻²) e coincidiu com os valores máximos da eficiência do uso da água, da fotossíntese líquida e da transpiração por unidade de *LAI*. A transpiração anual somou 375 mm, para a precipitação média de 782 mm por ano. Uma vez mais, os resultados obtidos por Hoff & Rambal (2003) e os indicadores hidrológicos e ecológicos homônimos apurados no presente estudo são genericamente consistentes entre si.

F. | *Notas finais*

O estudo desenvolvido nas secções anteriores foi o culminar da combinação entre as perspectivas ecofisiológica e biofísica do uso da água pelo sobreiro. O seu enquadramento mais amplo fez-se através do estudo das relações eco-hidrológicas entre a dinâmica da água no solo insaturado e a entrada da água nas raízes finas, colectoras de recursos, por um lado, e a reciclagem da água do solo para a atmosfera, através da água absorvida pelas raízes e transpirada pelas folhas, por outro lado.

A eco-hidrologia (Guswa *et al.*, 2005; Guswa *et al.*, 2004) é uma abordagem emergente (*cf.*, Bond, 2003; Hannah *et al.*, 2004) que estuda os processos hidrológicos subjacentes aos padrões e processos ecológicos das comunidades vegetais e animais (*e.g.*, Bond, 2003; Guswa *et al.*, 2004). No seu sentido mais lato, a eco-hidrologia revela-se como uma nova perspectiva da investigação científica integrada sobre a análise funcional dos ecossistemas.

Especificando um pouco para os ecossistemas terrestres, a eco-hidrologia trata, por exemplo, dos efeitos dos processos hidrológicos locais, na zona das raízes (no curto e médio prazos), e as respostas das raízes (frequência sazonal) àqueles efeitos que podem terminar na adopção de novas configurações espaciais (área foliar; densidade de árvores) do coberto vegetal, no longo termo (Guswa *et al.*, 2004; Guswa, 2005; Rodriguez-Iturbe & Porporato, 2006).

Neste sentido, a dinâmica temporal e espacial dos processos hidrológicos do solo que são climaticamente forçados pela distribuição temporal da precipitação e, logo, pela variabilidade espacial da água disponível (*cf.*, *e.g.*, Guswa *et al.*, 2004) e do balanço da radiação líquida, controlam a estrutura da vegetação nativa (*e.g.*, densidade arbórea; *LAI*, *C*, enraizamento). Concretamente, as relações eco-hidrológicas são particularmente evidentes nos ecossistemas de climas semi-áridos, caracterizados por restrições hídricas crónicas ou sazonais, como sejam desertos, estepes, savanas (Rodríguez-Iturbe & Porporato, 2004) e uma elevada sobrecarga termorradiativa à superfície. Neste diversificado quadro bioclimático, inclui-se o bioma mediterrânico com as suas zonagens fito-ecológicas.

Processos eco-hidrológicos, como a infiltração e a redistribuição da água no solo enraizado, subsequentes a um evento pluviométrico, determinam a água disponível no solo e o balanço energético à superfície, nomeadamente porque o fluxo de calor latente à superfície depende da água disponível no sistema. Por seu lado, a água do solo fica sujeita à contínua extracção pelas raízes e à transpiração nas folhas. Assim, a função extractora das raízes finas e a regulação estomática da transpiração, nas respectivas interfaces, devem ser explicitamente representadas nos modelos numéricos de superfície, actualmente utilizados para estudar as interacções entre a superfície e a atmosfera (*cf.* Feddes *et al.* 2005).

Digno de nota, é o facto de o fluxo convectivo do vapor de água, originado nos ecossistemas, desempenhar um importante papel no balanço energético à superfície e na estrutura e propriedades termodinâmicas da camada-limite planetária (Gash *et al.*, 1997; Taylor *et al.*, 1997; Taylor 2000). Neste contexto, uma vez que a ligação entre a superfície e a atmosfera se faz através de uma resistência total ao fluxo de vapor, que inclui uma resistência aerodinâmica e uma resistência da superfície, a pertinência da abordagem desenvolvida neste estudo é clara e auto-sustentada.

Igualmente inequívoco é o papel que deve ser reconhecido às raízes finas, colectoras de recursos, que devem integrar explicitamente os modelos de superfície; elas são essenciais na reciclagem da água do solo para a atmosfera que, de outro modo, permaneceria no solo sem vegetação. Por isso, a existência de árvores diminui o tempo de concentração e aumenta os riscos de cheias nas bacias hidrográficas. Os impactos ambientais dos balanços hídricos (e energéticos) em bacias hidrográficas com vegetação e naquelas sem coberto vegetal são necessariamente diferentes (Baldocchi *et al.*, 2004; Engel *et al.*, 2005).

De facto, o padrão espacial da colonização do solo pelas raízes finas determina certamente a intensidade das interacções entre a superfície e a atmosfera. Novas representações numéricas da superfície revelam que o padrão da distribuição espacial das raízes finas controla a taxa de absorção e o tempo de residência da água disponível no solo enraizado (Feddes *et al.*, 2001). Esse controlo depende do tipo funcional de cada espécie vegetal presente, sugerindo os resultados que uma formulação realista da superfície deve considerar o solo com mais de 2 m de profundidade, ao contrário do que tem sido habitual (Taylor *et al.*, 2000; Feddes *et al.*, 2001).

A este propósito, os nossos resultados são consistentes com estas recomendações. Na verdade, basta recordar que a “dimensão linear de enraizamento” total e o tempo de residência da água do solo, após a última precipitação diária primaveril, maior do que 10 mm, atingiram, respectivamente, no sobreiro e na *Agrostis castellana*, 4.14 m e 70 cm, e 140 e cerca de 50 dias.

A revisão de Canadell *et al.*, (1996) conclui isto mesmo, quando põe em evidência que o enraizamento máximo das árvores pode alcançar várias dezenas de metros em zonas áridas e, no bioma mediterrâneo, 8.2 m, em média. Os nossos resultados são consistentes com estes requisitos, tendo em conta a “dimensão linear de enraizamento” total do sobreiro, acima referida. Neste ponto, é oportuno sublinhar o facto de o enraizamento mostrar tendência em ser superior à altura das árvores e, acima de tudo, ser limitada pela profundidade da toalha freática, de facto a sua fronteira inferior potencial quando a água é limitante (Canadell *et al.*, 1996).

Quando a água do solo é limitante, por razões já expostas nesse estudo, as propriedades hidráulicas da interface solo-raízes ou a concentração de um emissor hormonal produzido pelas raízes, controlam a taxa transpiratória que, por sua vez, actua influencia a humidade relativa do ar sobrejacente, o balanço energético e a temperatura representativa à superfície. A mensagem veiculada vai no sentido de se criar uma base de dados sobre raízes que represente fielmente o bioma mediterrânico nos modelos climáticos de circulação geral da atmosfera (Feddes *et al.* 2001).

Vimos que à dinâmica temporal e espacial da água do solo em direcção às raízes está associada a dinâmica das raízes (*e.g.*, Guswa *et al.*, 2004; Guswa, 2005; Feddes *et al.* 2001) na sua procura para a água e subsequente alimentação do fluxo de seiva (Secção 3.9.3.1; alínea “C”), transpiração o correspondente fluxo convectivo do calor latente, uma importante componente do balanço energético à superfície.

Neste estudo, concluímos que a hidrodinâmica do fluxo de seiva no sobreiro e na azinheira assenta num valor constante da relação biométrica A_X/A_F e, assim, ao permitir a caracterização hidráulica das secções de fluxo no *SAPC*, a equação [3.56] (define a eficiência hidráulica da árvore) constituiu a base do estudo integrado do fluxo de água nesse contínuo, podendo:

- i) Calibrar o método de Granier e aumentar a confiança na base de dados de fluxo de seiva medido com base nele, porque define hidrodinamicamente a relação biométrica A_X/A_F e, daí,
- ii) Facilitar a estimativa não destrutiva da área (A_X) da secção hidráulica do xilema hidroactivo (e outras secções de fluxo), na ascensão da seiva bruta;
- iii) Permitir a simulação do fluxo de seiva (u') em árvores, independentemente da geometria dos vasos condutores e do seu padrão de distribuição espacial no lenho, inclusive para um cenário bioclimático escolhido que afecte a ET_o , como sejam a sensibilidade de u' a variações do bioclima (escala local) ou a alterações climáticas (macro-escala), como o aquecimento global (via DPV) ou o aumento do CO_2 (via g_{max}).

Numa perspectiva mais abrangente, a abordagem seguida indicou que o índice de área xilémico (IAX) e o índice de área das raízes (IAR) da árvore e da plantação podem determinar-se com relativa facilidade, através da combinação adequada das técnicas de medição e analíticas descritas no texto. Outro aspecto a realçar é a importância da resolução simultânea da equação [3.56] e da equação [3.47] (da “dimensão linear de enraizamento”), por intermédio do índice de área foliar (LAI), para estimar IAR , um parâmetro biofísico de acesso geralmente difícil.

A “dimensão linear de enraizamento” é uma propriedade ecológica fundamental do ecossistema, pois, determina o território da árvore e, por isso, a densidade do povoamento em equilíbrio com as condições edafoclimáticas actuais.

Os estudos sobre a função ecológica das raízes são crescentes em número e tópicos investigados, como sejam o enraizamento máximo (Canadell *et al.*, 1996), a ecofisiologia (Jackson *et al.*, 2000), a ecomorfologia (Guswa *et al.*, 2004; Guswa, 2005), a área e o índice de área correspondentes (Ewers *et al.*, 2000), a sua dinâmica anual (López *et al.*, 2001a e b). Mas, se a informação a nível global é ainda escassa,

essa escassez muito se faz sentir ao nível do bioma mediterrânico (D’Odorico *et al.*, 2004).

Neste estudo, propusemos e verificámos o procedimento numérico descrito para a determinação do uso da água pelo sobreiro, tendo a equação [3.56] como a equação catalizadora que, dada a impossibilidade de medir o fluxo de seiva, permitiu estimar a densidade do fluxo de seiva, u' . Além disso, uma vez que o balanço hídrico no solo fora resolvido, aquela equação possibilitou estimativa, por via não destrutiva, da área da secção transversal de fluxo no xilema condutor. Com base na mesma equação foi igualmente calculada, para as raízes finas, a densidade de fluxo da entrada de água (u_r), a área (A_R) da secção transversal e o índice de área das raízes (IAR).

A aplicação do esquema numérico utilizado neste estudo culminou com a estimativa da densidade “óptima” de árvores, tida “em equilíbrio com o balanço hídrico anual” do ecossistema, embora a questão da densidade arbórea deva ser mais aprofundado em trabalho futuro. Contudo, sublinhamos que a “densidade óptima” de árvores (adultas) por nós estimada é consistente com as densidades observadas através dos inventários florestais no “montado”, em Portugal (David, 2000), e na “dehesa”, o seu equivalente ecológico em Espanha (Joffre *et al.*, 1999).

Finalmente, observamos que, se antes a evapotranspiração de um ecossistema era determinada como termo residual do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica, por exemplo, com todas as incertezas em que esse método envolvia os resultados (*cf.* Wullschleger *et al.*, 1998), actualmente as novas tecnologias disponíveis e modelos eco-hidrológicos emergentes permitem ao ecofisiologista, ao hidrologista e ao modelador biofísico resolver o problema em várias escalas temporais e espaciais de integração ecológica.

Pudemos proceder à integração espacial do fluxo de água no contínuo solo-água-planta-atmosfera desde o domínio da folha e da “árvore representativa” até ao ecossistema e depois à escala regional, através da relação matemática simples entre o território da “árvore representativa” e a “densidade arbórea representativa” do ecossistema, utilizando o escalar compósito $C \cdot LAI$. A seu tempo, a escala temporal dos processos básicos estudados atravessou sete ordens de grandeza, *i.e.*, do segundo, na folha, ao ano, ao nível do ecossistema.

3.10 | Balanço energético no fitossistema

3.10.1 Introdução e o modelo de representação da superfície

A resolução do balanço energético refere-se ao dia representativo da quinzena entre 20 de Agosto e 04 de Setembro de 2001. O ambiente atmosférico e as relevantes condições térmicas à superfície, que caracterizaram o período de medições atrás referido, encontram-se resumidos pelas variáveis que constam da Fig. 3.58 e dos quadros subsequentes, todos apresentados mais adiante (*Secção* §3.10.2). Essas informações são complementadas pela condutância estomática e pela taxa transpiratória do sobreiro (Anexo 2).

As condições ambientais, tais como água do solo e clima (evapotranspiração de referência), favoráveis ao máximo fluxo das componentes do balanço da radiação líquida à superfície heterogénea do ecossistema, determinaram que as medições das variáveis biofísicas de interesse se fizessem em torno do meio-dia solar. À semelhança do balanço hídrico, a menor escala espacial do balanço energético reporta-se ao domínio da “árvore representativa”. Esta representa uma amostra de quatro sobreiros eleitos, para os quais se definiu o estado de *stress* hídrico de referência, no dia 09 de Agosto, e que, mais na quinzena acima indicada, foram sujeitas à rega localizada no “pé”.

Um dos objectivos que se pretendeu alcançar, com a resolução do balanço energético ao nível da copa, foi apurar relações empíricas simples entre a radiação global (R_g), a radiação líquida (R_n) e o fluxo de calor latente (λT_{rc}) da transpiração no sobreiro, em condições de fluxo máximo, que permitissem gerar, em condições similares, a curva anual de λT_{rc} , com passo de integração diário.

A equação [2.22] do balanço da R_n foi introduzida na *Secção* §2.2.4. Essa equação considera que o material vegetal (*e.g.*, folhagem) é mau condutor de calor e, por isso, assume que R_n é essencialmente dissipado pelos fluxos convectivos de λT_{rc} e do calor sensível (H_c), negligenciando eventuais efeitos da advecção. Esta assumpção é sustentada pela estabilidade atmosférica típica da estação seca do clima mediterrânico.

Quando se equaciona o balanço energético, reportando-o à unidade de área da superfície do terreno, ao contrário do que acontece em relação a uma folha real ou conceptual (*e.g.*, tipo “big leaf”; *cf.* Monteith, 1973; Campbell & Norman, 1998), a condução (G)/acumulação do calor no solo é contabilizada.

Isto significa que, no esquema formal que representa a superfície, a condução é deduzida de R_n , quer se trate do solo ensombrado pela copa quer (e essencialmente) do solo exposto à radiação solar incidente. Em síntese, a árvore e o solo ensombrado pela copa definem um sistema com duas superfícies de trocas de vapor de água e de energia, representado pelo “esquema em série *árvore* × *solo*”, ao nível da árvore ou em canópias equivalentes. Por sua vez, em ecossistemas com vegetação esparsa, o sistema é abstraído como um “esquema em paralelo *solo* + *árvore*”. No solo, pode ainda considerar-se a representação dita dual “luz/sombra” para discriminar os fluxos, tal como na folhagem.

10 A configuração espacial do “esquema em paralelo” da superfície é também dita em “mosaico” (*cf.*, *e.g.*, Lhomme *et al.*, 1998), de que são exemplos os ecossistemas do tipo savana das regiões áridas e semi-áridas tropicais (*cf.* Taylor *et al.*, 1997; Guswa *et al.*, 2004) e os ecossistemas agro-silvopastoris das regiões mediterrânicas (Natividade, 1950; Joffre *et al.*, 1999; Baldocchi *et al.*, 2004).

15 Eventualmente, em função do tipo de representação da superfície consistente para explicar os fluxos observados, o fluxo total de cada componente do balanço energético é, ou não, uma soma ponderada pela área do terreno a que corresponde à sua fonte ou sumidouro. A ponderação em área é feita quer no caso do fluxo total ser descrito ou por um modelo de fluxo “dual” (*cf.* equação [2.23]) quer se refira ao esquema em paralelo
20 de uma superfície com cobertura incompleta do solo.

Entre a fracção do solo exposto e a do solo ensombrado, estabelecem-se diferentes valores de radiação implica e densidades de fluxo das componentes do balanço energético total, além de que a humidade do solo sob a copa é geralmente maior (Nunes, 2004). Quando o solo está seco, o fluxo de calor sensível (H_s) e a condução de calor são
25 mais elevados do que em solo húmido, mantendo-se as outras condições constantes (*cf.* Brutsaert, 1991; Qiu *et al.*, 1998), sendo que, em solo húmido G fornece parte do calor latente necessária à evaporação da água.

No entanto, se essas condições se verificam numa escala temporal sub-diária (*cf.* Paço, 2003), em qualquer dos casos referidos, a condução de calor no solo tende a ter
30 uma importância muito pequena no balanço energético diário ou mesmo em períodos mais longos, até cerca de dez dias (Allen *et al.*, 1998).

O balanço energético deve ser elaborado porque vários processos biofísicos do fitossistema dependem da energia-livre de Gibbs do sistema para realizar trabalho,

sendo R_n uma medida da energia interna do ecossistema. No entanto, dada à complexidade da interacção entre a matéria e a radiação, nem sempre é possível fechar o balanço da radiação líquida a zero, por causa de inevitáveis erros experimentais que podem ter a sua origem, por exemplo, na baixa representatividade espacial e na heterogeneidade física do solo, geralmente associada às medições de G .

A questão da representatividade espacial das medições de G foi evidenciada, por exemplo, no estudo conduzido por Paço (2003: 108) sobre a evapotranspiração (ET) e programação da rega de um pomar de pessegueiros, com planas em linha e cobertura incompleta do solo. Então, G foi medido por dois dispositivos de placas de condução de calor no solo. Os restantes fluxos convectivos (de calor latente e do calor sensível) foram determinados através do método (das flutuações instantâneas) da razão de Bowen ($\beta = H/\lambda ET$).

Para os dados referentes a medições semi-horárias, Paço (2003) verificou que o erro de fecho [$(\lambda ET + H) - (R_n - G) = erro$] do balanço energético variou entre 10% (para oito placas) e 30%, quando usou um dispositivo de duas placas. No entanto, as correlações lineares simples entre $(\lambda T_{rc} + H_s)$ e $(R_n - G)$ foram significativas; a ordenada na origem e o declive das rectas de regressão ajustadas variaram entre -1.62 e -16 W m^{-2} e 0.82 e 0.93 , quando G foi medido, respectivamente, com duas e com oito placas de calor.

Reportemo-nos, agora, à parcela experimental (~ 2 ha) instalada numa clareira, aberta no seio de uma grande extensão florestal (~ 40 ha). Neste caso, deve questionar-se se, na parcela experimental, a resistência aerodinâmica (ver equação [2.25]) que justifique o fluxo do calor sensível (equação [2.26]) e o fluxo de calor latente da evaporação da água (equação [2.27]) é determinada pelos elementos rígidos à superfície da parcela ou pela estrutura arbórea da vegetação circundante que persiste na área. Esta questão tem a ver com o conceito de *fetch*, que exprime o “efeito de orla” sobre o regime aerodinâmico (vento), digamos, no centro da parcela ou no ponto de medição de interesse, situado a jusante do fluxo.

Neste sentido, e no âmbito do balanço energético, constitui um desafio interessante a possibilidade de estimar a resistência aerodinâmica e a velocidade de atrito do vento sobre a superfície. A estimativa destes escalares pode fazer-se através de qualquer método pragmático, cuja simplicidade logística possa contrapor à pesada e relativamente dispendiosa logística, associada à instalação e manutenção de uma torre

metálica apetrechada com os adequados sensores destinados a medição das variáveis agrometeorológicas.

Para efectuar o balanço energético à escala da “árvore representativa” foram medidos ou determinados, os fluxos da radiação líquida, do calor sensível e da condução de calor no solo; por outro lado, o fluxo de calor latente transpiratório (λT_{rc}) foi derivado da taxa transpiratória foliar. A condução foi determinada através do método de integração espacial e temporal, com base na amplitude térmica à superfície; neste quadro, a equação [2.22] permite estimar λET_{est} por diferença, aqui designado, “método do resto”, que deve convergir com λU observado.

A comparação entre λET_{est} e λU constitui o critério numérico a otimizar na análise qualitativa do procedimento de cálculo adoptado. De modo semelhante, o fluxo de calor sensível é, por definição (equação [2.26]), forçado pela diferença $T_s - T_a$ entre a temperatura (radiométrica) da superfície (T_c para a folhagem, copa, e T_s para o solo seco ou evaporante) e a temperatura do ar (T_a). Alternativamente, o calor sensível é determinado como a diferença $R_{nc} - \lambda U$, assumindo-se aqui a radiação líquida na copa abstraída como “big leaf”.

Finalmente, a base do esquema formal do balanço energético à superfície é, dentro das limitações de um modelo unidimensional, a equação de Penman-Monteith (Monteith, 1973; Monteith & Unsworth, 1990). Se a ligação entre a superfície evaporante e a atmosfera, na altura de referência, é feita através da resistência (ou condutância) aerodinâmica, r_{aV} , ao fluxo de vapor de água, a resistência estomática, r_c , da vegetação condiciona o fluxo de calor latente.

A resistência “estomática” da vegetação resulta do escalonamento da resistência estomática medida nas folhas. A resistência aerodinâmica (r_{aM}) ao fluxo de momento cinético do ar é aproximada pela resistência aerodinâmica, r_{aH} , ao fluxo de calor sensível. Para este propósito, a determinação de r_{aH} foi feita de uma forma prática e expedita, resolvendo o balanço energético simplificado para a superfície delimitada da gramínea *Agrostis castellana* (Anexo 1) seca para a qual foi ajustado o perfil vertical do vento.

3.10.2 | Balanço energético à superfície seca da *Agrostis castellana* para a determinação da resistência aerodinâmica local

No Verão de 2001, a precipitação foi virtualmente nula e a ocorrência do estado “gramínea seca” foi controlada através da evolução da humidade (θ) em todo o solo enraizado pela *Agrostis*, ou seja, até a 60-70 cm, de profundidade. O coeficiente de emurchecimento ($\theta_{ce} = 0.092 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; vide Fig. 3.31) ocorreu no dia 10 de Julho, em todo a profundidade indicada, estado hídrico confirmado visualmente através da senescência da planta. Só um mês mais tarde, então com ~15% de humidade em peso, a *Agrostis* foi considerada totalmente seca para efeitos de medição da temperatura radiométrica, com a finalidade de determinar a densidade de fluxo de calor sensível (H_G) entre essa superfície e o ar (altura de referência: 2 m), com base no balanço energético simplificado, do tipo $R_n = H$.

À medição da temperatura da superfície e do ar (Fig. 3.56) associou-se o ajustamento do perfil vertical do vento. Este destina-se a determinar a velocidade de atrito (u_*) e a resistência aerodinâmica (r_a) local associadas ao fluxo turbulento do momento cinético do ar e do vapor de água produzido pela transpiração das árvores. Além disso, a igualdade entre r_{aH} e r_a foi numericamente otimizada para o ajustamento do perfil do vento local.

Para clarificar as condições gerais da superfície na *Agrostis*, refere-se que a palha desta, seca ao ar, acumulou entre $516 \pm 183 \text{ g [MS] m}^{-2}$ [solo] (sector B) e $738 + 139 \text{ g m}^{-2}$ (sector A) de biomassa, referente ao material vegetal colhido aleatoriamente em 10 pontos, com um anel de $1\,075 \text{ cm}^2$ de área e lançado ao acaso. A altura máxima da gramínea na fase de maturidade, variou em média entre 30 e 50 cm; o índice de área foliar ascendeu a $LAI_G = 2.2 \pm 0.44 \text{ m}^2$ [folhas] m^{-2} [solo].

LAI_G correspondeu a uma série de 43 pontos de medição (para cada um, média de três leituras com o ceptómetro) do coeficiente de transmissão (τ_G) para a radiação visível (ou *PAR*), ao longo de praticamente toda a área ocupada pela gramínea. A amostragem fez-se com a frequência espacial de quatro metros, segundo um percurso “errático”. Contudo, LAI_G não correspondeu a uma cobertura total do terreno pela *Agrostis* verde. Pelo facto do solo ser coberto por um *mulch* de palha permanente, pode considerar-se, em termos práticos, isolado da radiação solar incidente, em períodos de medição relativamente curtos, como o dia.

No período em questão, mediram-se a condutância estomática e a taxa transpiratória (Secção §3.8.1) e calculou-se o fluxo de calor latente transpiratório para uma amostra de três árvores jovens de sobreiro (duas foram retidas para esta síntese), após a interrupção do prolongado *stress* hídrico estival. Paralelamente, foram efectuados testes de evaporação da água no solo, que permitiriam identificar a água evaporável e o seu tempo de residência mínimo, a profundidade da camada superficial e o coeficiente de evaporação médio, correspondente a um ciclo completo de dessecação do solo.

10

15

20

25

30

35

40

45

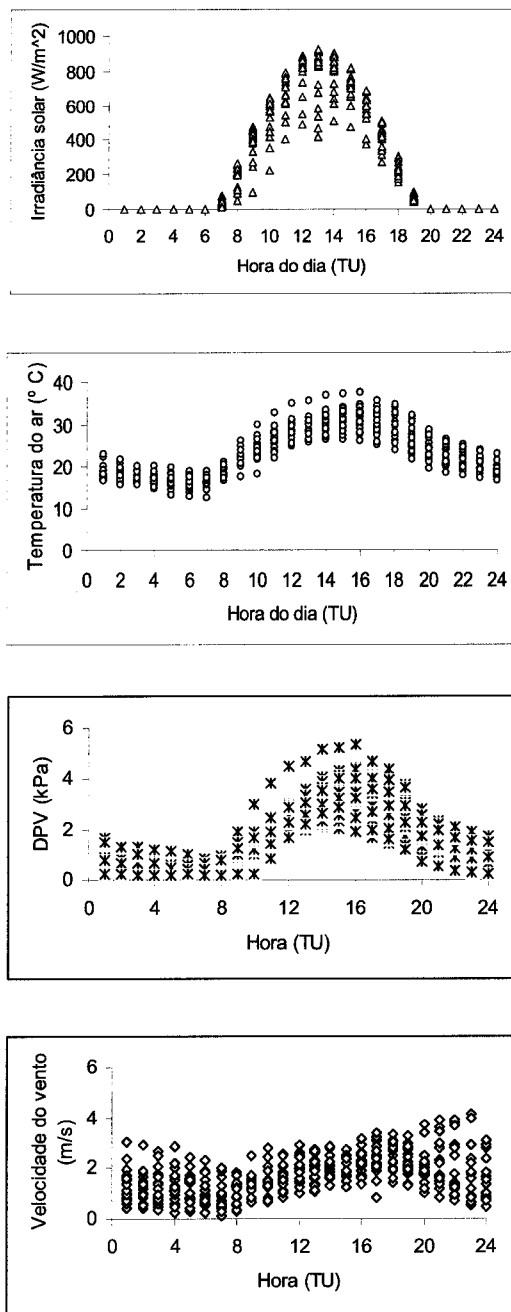


Figura 3.56 Evolução diária da radiação solar, temperatura, défice de pressão de vapor e da velocidade da componente horizontal do vento a 2 m de altura.

5 Quadro 3.33-A. Temperatura radiométrica do solo, T_s , da folha, T_f (dia 09), e da copa, T_c (dia 23) de árvores em *stress* hídrico, e da *Agrostis castellana* seca no campo. TIV: origem radiométrica da temperatura medida pelo “termómetro” de infravermelho. Cada valor de temperatura representa a média aritmética de três leituras no mesmo “ponto”.

09 de Agosto	Ta = 33.5 ± 1.15 °C					23 de Agosto	Ta = 34.4 ± 1.71 °C		
	T_s (TIV) (solo) (°C)	TG (TIV) Agrostis (°C)	T_f Folhas de sobreiro (°C)	Tc-Ta (sobreiro)	TG-Ta Agrostis (°C)		T_s (TIV) (solo) (°C)	TG (TIV) Agrostis (°C)	TG-Ta Agrostis (°C)
	49	44	35	1,5	10,5	46	40	5,6	
	49	45	33	-0,5	11,5	48	39	4,6	
	50	43	36	2,5	9,5	49	39	4,6	
	47	43	38	4,5	9,5	48	40	5,6	
	48	41	33	-0,5	7,5	45	41	6,6	
	53	39	34	0,5	5,5	40	39	4,6	
	53	47	33	-0,5	13,5	37	40	6,0	
	53	42	33	-0,5	8,5	43	40	5,9	
	*	*	34	0,5	*	42	40	5,6	
	*	*	36	2,5	*	37	39	4,8	
	*	*	32	-1,5	*	37	39	4,8	
	*	*	35	1,5	*	41	40	5,3	
	*	*	36	2,5	*	49	40	6,0	
	*	*	34	0,5	*	45	40	5,5	
	*	*	36	2,5	*	47	40	5,3	
	*	*	35	1,5	*	48	39	5,1	
	*	*	31	-2,5	*	45	39	5,1	
	*	*	34	0,5	*	37	40	6,1	
	*	*	36	2,5	*	45	40	5,3	
Média	50,2	43,0	34,4	0,92	9,50	43,6	39,7	5,39	
Desv-pad	2,43	2,45	1,71	1,71	2,45	4,38	0,58	0,59	
n	8	8	19	19	8	19	19	19	

10 A vegetação seca não transpira e, por isso, o fluxo de calor latente (λET) é nulo. Nestas circunstâncias, a radiação líquida (R_n) no fitossistema é em princípio integralmente dissipada pelo fluxo de calor sensível (H) e pela condução de calor (G) no solo. Neste caso, verifica-se a condição $G_G = \approx 0$, como foi justificado no parágrafo anterior, e as condições de superfície acima descritas reduzem o balanço energético na *Agrostis* seca à relação simples $R_{n,G} \approx H_G$. Então, a inversão da equação [2.24] permite

15 determinar a resistência aerodinâmica (r_{aH}) ao fluxo de calor sensível, dada a diferença da temperatura, $T_G - T_a$, entre a gramínea seca e o ar, na altura de referência ($z = 2$ m).

Quadro 3.33-B. Temperatura radiométrica do solo, da folha (dia 09) e da copa (dia 23) e da *Agrostis castellana* seca; 2001.

27 de Agosto de 2001	Tar = 31,4 ± 2.81 (n = 17)	Temperatura radiométrica	Temperatura radiométrica	Diferença térmica em relação ao ar	Diferença térmica em relação ao ar
	TG (TIV) <i>Agrostis</i>	T _s (TIV) (solo)	T _c Copas dos sobreiros	Tc-Ta Sobreiro	TG-Ta <i>Agrostis</i>
	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)
	45	53	34	2,6	13,6
	46	51	31	-0,4	14,6
	39	56	32	0,6	7,6
	40	58	33	1,6	8,6
	45	54	32	0,6	13,6
	43	56	31	-0,4	11,6
	39	52	34	2,6	7,6
	40	53	33	1,6	8,6
	37	54	30	-1,4	5,6
	42	55	35	3,6	10,6
	48	57	33	1,6	16,6
	40	56	35	3,6	8,6
	42	58	33	1,6	10,6
	44	54 *	*	*	12,6
	49	56 *	*	*	17,6
	42	56 *	*	*	10,6
	*	58 *	*	*	*
	*	56 *	*	*	*
	*	53 *	*	*	*
	*	55 *	*	*	*
Média	42,6	55,1	32,8	1,37	11,2
Desv-apd	3,41	2,07	1,54	1,54	3,41
n	16	20	13	13,0	16,0

5

Quadro 3.33-C. Temperatura do solo húmido em 30 de Agosto (ca. 15:00 h local; ~13:00 TU) de 2001. Cada valor é média de três leituras no mesmo “ponto”.

Ordem	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Média
Ts (°C)										40.6
(TIV; solo)	39	44	42	39	44	40	41	39	37	± 2.40

10

Verifica-se que $T_G - T_a$ tende a variar ao longo do dia, em torno do máximo (mais negativo) que ocorre ao meio-dia solar, à medida que aumenta a taxa transpiratória solicitada pelo crescente déficit de vapor e água atmosférico e pela irradiância no fitossistema (Lima, 1992), mas o sinal de $T_G - T_a$ depende da importância relativa do termo “energético” e do termo “aerodinâmico” da equação de Penman-Monteith (cf. Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998) e da estabilidade atmosférica.

15

Por exemplo, as medições de $T_G - T_a$ ao meio-dia solar dos dias 09, 23 e 27 de Agosto de 2001, ilustram a variação temporal dessa diferença entre a temperatura radiométrica da *Agrostis* seca e o ar. Pela ordem temporal indicada, $T_G - T_a$ foi igual a 9.40 ± 2.45 ($T_a = 33.6$), 5.29 ± 0.82 ($n = 6$) e 11.2 ± 3.41 ($T_a = 30.9$) °C ($n = 16$), respectivamente.

5 Logo, $\langle T_G - T_a \rangle = 11.2 \pm 3.1$ °C é o valor a reter para a determinação da resistência aerodinâmica e do fluxo de calor sensível, a radiação líquida à superfície da *Agrostis*.

Quanto à radiação solar global incidente, vê-se (Fig. 3.56) que a irradiância solar máxima diária, em torno de 900 (*i.e.* $\langle R_{g(\max)} \rangle = 900 \pm 15.1$) W m⁻², caracterizou a máxima radiação líquida, que depende do albedo e da temperatura da superfície. O albedo medido na superfície “amarelada” da *Agrostis* seca foi $\rho_G = 0.29$, na banda 10 espectral visível. Assim, nas condições de fluxo nulo para λET_G e G_G , a conservação da energia permite escrever:

$$15 \quad R_{n,G} \approx H_G \quad [3.61]$$

$$R_{n,G} = (1 - \rho_G)R_g + (L_a - L_G) \quad [3.62]$$

Para valores típicos de $T_a = 31$ °C e da média $\langle T_G - T_a \rangle$ acima indicado, a radiação líquida na *Agrostis* é estimada por $R_{n,G} = 900(1 - 0.29) + 314 - 535 = 639 - 221 = 418$ W 20 m⁻², valor que é igualado a H_G , de acordo com conforme as condições da superfície. A emissividade média da gramínea seca foi fixada em 0.98 e a emissividade do ar calculada em função da temperatura como sendo 0.86. Entretanto, o fluxo convectivo de H_G é alternativamente obtido pelo método aerodinâmico (equação [2.26]).

A desactivação, em 19 de Julho de 1999, da estação climatológica inicialmente 25 instalada na parcela experimental, devido a problemas logísticos, criou a necessidade de extrapolar $u(2)$ no campo experimental, a partir da velocidade do vento, $u_{cge}(z) = u(6)$, medida a 6 m de altura, na estação climatológica do CGE (Mitra), localizada a cerca de 200 m distância da parcela. Então, sendo a capacidade calorífica volumétrica do ar $\rho_a C_p = 1\,207$ J m⁻³ K⁻¹, a pressão constante, e por inversão da equação [2.26], a resistência 30 aerodinâmica é calculada como:

$$r_{aH} = (1207)(11.2)/418 = 32.2 \text{ s m}^{-1} \quad \text{para } u(2) = 3.23 \text{ m s}^{-1}$$

Esta é a resistência aerodinâmica ao fluxo turbulento do calor sensível, ao meio-dia solar, neste contexto, a melhor aproximação à resistência aerodinâmica (r_{aM}) o fluxo de

momento cinético e à resistência aerodinâmica (r_{av}) ao fluxo de vapor de água no ar (Brutsaert, 1991), todas sujeitas ao mesmo regime do vento. No ciclo diário, a velocidade horária do vento tende a aumentar no período da manhã e a diminuir no período da tarde; por isso, o valor de $u(2)$ acima indicado e utilizada no cálculo r_{aH} representa a média da velocidade horária do vento, superior à média diária (1.67 m s^{-1}) correspondente.

Tendo em vista a simplificação que representaria a determinação de uma resistência aerodinâmica, r_a , local única, invocamos a teoria da similaridade dos coeficientes de transporte aerodinâmicos turbulentos do fluxo de calor sensível e do momento cinético (τ) para sublinhar que são aceites as relações $r_{aH} \approx r_{aM} = r_a$, sendo r_a explicitada pela equação [2.33] (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998).

Apesar da simplificação referida, é sempre conveniente determinar a incerteza do cálculo porque ela permite identificar os “limites naturais” entre os quais se pode proceder à optimização numérica de r_a e da densidade de fluxo de calor sensível, que é função do gradiente térmico vertical conveniente. Ou seja, pode estabelecer-se a incerteza associada a H_G , com base no erro-padrão da temperatura da superfície e do erro-padrão da temperatura do ar, assumindo a interacção térmica no sistema.

Por exemplo, os valores dos erro-padrão de T_G , iguais a 2.45 e 3.41 °C ($n = 8$ e 16 , respectivamente) e verificados nos dias 09 e 27 de Agosto servem a este objectivo, partindo da sua média ponderada que é igual a 3.09 °C. Por outro lado, a combinação deste erro-padrão médio com o erro-padrão de T_a máxima no período em análise, e assumindo a existência da interacção entre T_a e T_G , uma incerteza térmica total de compromisso pode quantificar-se como $(3.09 \text{ °C} \times 2.81 \text{ °C}) / [(3.09 \text{ °C} + 2.81) \text{ °C}]$, que dá ± 1.47 °C. Utilizando agora o valor de r_{aH} , que justificou o fluxo de calor sensível na *Agrostis*, uma incerteza da temperatura da superfície desta ordem corresponde a $\pm 61.4 \text{ W m}^{-2}$ de fluxo de calor sensível. Em conclusão, o intervalo médio do fluxo de calor sensível procurado é definido como $\langle H_G \rangle = 418 \pm 61.4 \text{ W m}^{-2}$.

O erro de fluxo convectivo obtido no parágrafo anterior é consistente com os erros minimizados no intervalo $27.4\text{--}64.6 \text{ W m}^{-2}$, associados aos fluxos energéticos originados à superfície e referentes a médias diárias para períodos de oito dias; o algoritmo em questão foi verificado por Mu *et al.* (2007) que utilizaram dados de detecção remota via satélite e validados à superfície para o mapeamento da carta global

da evapotranspiração, após a sua validação para dezanove biomas distribuídos por “todo” o território norte-americano dos Estados Unidos.

Regressando à resistência aerodinâmica, notemos que a mecânica dos fluidos estabelece que r_{aM} é função da velocidade do vento e dos parâmetros geométricos da superfície z_H , z_M e d que condicionam o perfil vertical do vento, $u(z)$; estes parâmetros relacionam-se empiricamente com a altura da “silhueta” da referida superfície (*cf.*, Abteu, 1992), sendo claro que o método empírico usualmente utilizado para calcular r_{aH} é limitado e não fornece nenhuma informação explícita sobre a sua porosidade da superfície rugosa em questão.

O método empírico para determinar r_{aH} , baseado no procedimento simples delineado aqui, destina-se a explorar a relação existente entre a resistência e a geometria da superfície para tentar “estender” o procedimento referido à determinação da evolução temporal da r_{aH} , nomeadamente, durante o dia. Em resumo, para atingir esse objectivo, o valor de r_{aH} , determinado experimentalmente da forma como descrevemos já, serve como critério de convergência numérica na parametrização e obtenção da curva local do perfil vertical do vento, necessária à resolução da equação [2.31].

Na verdade, na resolução da equação [2.31], a altura efectiva (h_{ef}) (se quisermos, aparente) da silhueta da superfície rugosa é utilizada como parâmetro “de entrada” sujeito à optimização; o objectivo é promover a convergência numérica referida, entre o valor simulado e o valor observado da r_a . Naturalmente, o ajustamento de h_{ef} , dos parâmetros z_{aM} , z_{aH} e d , da velocidade de atrito (u^*) sobre a superfície e a correcção de r_a , através dos termos de correcção, ψ_H e ψ_M , para a estabilidade atmosférica (*cf.* Campbell & Norman 1998; Annandale & Stockle, 1994) acontece simultaneamente.

Fixada, a altura do anemómetro a 2 m, a “altura efectiva” da vegetação foi ajustada numericamente até verificar-se a convergência entre r_{aH} observada (= 32.2 s m⁻¹) e r_{aM} = 32.2 s m⁻¹, estimada exactamente. A resistência aerodinâmica calculada sem a correcção devido à estratificação térmica teria atingido 58.7 s m⁻¹, em total desacordo com a conservação da energia no sistema que justificou o fluxo de calor sensível na *Agrostis*.

A solução do perfil do vento no local de estudo, resumida no Quadro 3.34, correspondeu a h_{ef} = 0.60 m e, conseqüentemente, a d = 0.46 m, z_M = 0.077 m, z_H = 0.015 m e a u^* = 0.338 m s⁻¹. Finalmente, o desenvolvimento vertical do perfil pode visualizar-se na Fig. 3.57, onde se projecta até aos 12 m de altura, até cinco metros acima da altura média das árvores do montado de sobre e azinho do local.

Quadro 3.34. Parâmetros da curva local do perfil do vento sobre o campo experimental. Adimensional de von Kármán, $k = 0.41$; $u(2) = 3.32 \text{ m s}^{-1}$; $T_a = 32 \text{ }^\circ\text{C}$.

Parâmetro	Expressão	Valores dos parâmetros Na equação [2.31]	Descrição
h_{ef} (m)	---	0.596	Altura efectiva da superfície rugosa (parâmetro de controlo para a convergência numérica; ver texto)
u_* (m s^{-1})	$u_* = \frac{u_z k}{\ln\left(\frac{z + z_M - d}{z_M}\right)}$	0.338	Velocidade de atrito à superfície (condições isotérmicas)
z_M (m)	$0.13h_{ef}$	0.077	Altura de rugosidade da vegetação ao fluxo do momento na área envolvente
z_H (m)	$0.2z_M = 0.026$	0.015	Altura de rugosidade da superfície para o fluxo de calor sensível.
d (m)	$0.77h_{ef}$	0.459	Distância do deslocamento do plano de origem do perfil do vento.

5

O critério de extrapolação utilizado foi o método dos mínimos quadrados entre as duas séries temporais das velocidades do vento de ambas as estações climatológicas, que se sobrepuseram em 72% do tempo no ano de 1998. A equação de correlação sazonal resultante foi $u(2) = 0.75u_{cge}(6)$, sugerindo um aumento percentual da componente horizontal da velocidade do velocidade, $u(z)$, igual a 6.25% por metro.

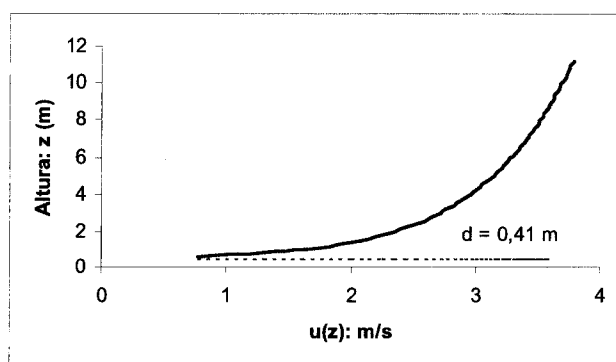


Fig. 3.57. Perfil vertical do vento típico no campo experimental (2001). A velocidade do vento foi medida a 6 m de altura (Centro Geofísica de Évora, Mitra) à distância de ~200 m de distância, e projectada para $u(2)$ esperado na parcela experimental. Ver detalhes no texto.

25

A projecção de $u(6)$ para $u(2)$, baseada na equação do perfil aerodinâmico do método da FAO-56 (Allen *et al.*, 1998), produziu um ajustamento semelhante à recta de

correlação indicada. A equação referida acabou por ser adoptada para a conversão em altura de $u(z)$, devido à variabilidade inter-anual de $u(z)$.

A diferença de cotas (4 m) entre os dois anemómetros referidos explica parcialmente a diferença entre as velocidades do vento, já que esta é, também, influenciada pela rugosidade superficial. Um parâmetro do perfil aerodinâmico local que é fundamental é u_* , relacionado o “efeito de orla” (*fetch*), a montante do ponto de medição; o facto de u_* ser constante permite projectar o perfil do vento desde a superfície até a uma altura variável entre cerca de 50 a 100 m, a banda altimétrica da flutuação diária da “camada-limite” planetária da atmosfera (*cf. e.g.*, Brutsaert, 1991; Monteith & Unsworth, 1998).

A determinação dos demais parâmetros do perfil do vento, envolvidos no cálculo da r_{aH} (ou r_a), mas ausentes do Quadro 3.34, são os adimensionais $\phi = -0.468$ (associado à estratificação térmica; *cf. e.g.*, McAneney & Itier, 1996), $\psi_H = -1.342$ e $\psi_M = -0.805$, para a correcção da r_a em relação às condições de neutralidade atmosférica (equações [2.33] e [2.35], enquanto ψ_H e ψ_M dependem de ϕ ; ver “Material e Métodos”). A condição de estabilidade é $\psi_H = \psi_M = 4.7\phi$ (Campbell & Norman, 1998) e o presente caso de ϕ negativo indicam a condição de instabilidade atmosférica sobre a superfície seca sobreaquecida *Agrostis castellana* em relação ao ar.

Os cálculos mostram que a referida instabilidade atmosférica local foi suficiente para gerar valores de ψ_H ($= -0.934$) e ψ_M ($= -0.560$) cuja influência se pode constatar através da grande diferença entre r_{aH} calculada e o valor ($= 49.7 \text{ s m}^{-1}$) que se obteria em condições de neutralidade, caso o perfil do vento não tivesse sido corrigido por aqueles parâmetros. Em condições de neutralidade atmosférica (ou de isotermia no sistema), a simulação anula o fluxo do calor sensível e os termos ϕ , ψ_H e ψ_M , ficando r_{aM} como função apenas da velocidade do vento.

Nota-se que é consistente o valor de r_{aM} para a neutralidade sobrestimar a r_{aH} observada em condições de instabilidade atmosférica ($T_G > T_a$), à luz dos valores actuais dos parâmetros z_H , z_M e d , no quadro do balanço energético na *Agrostis* sobreaquecida em relação ao ar. De facto, ao contrário de r_{aH} , a resistência aerodinâmica “neutral” não é compatível com a condição inicial que observa a conservação da energia no sistema. O balanço energético resultante à superfície da *Agrostis* está resumido no Quadro 3.35.

Para o procedimento “neutral” da FAO (*e.g.*, Allen *et al.*, 1998), r_a seria 121 s m^{-1} , não se procedendo às correcções atrás referidas talvez pelo facto da ET_o ser praticamente insensível à variação da temperatura e a r_a . Nem sempre a correcção do

perfil do vento surte efeito tão grande como o que resultou aqui, sendo reconhecido o comportamento ambíguo de ψ_H e ψ_M , mas infelizmente ainda mal compreendido (Kjelgaard & Stockle, 1996; Campbell & Norman, 1998).

5

Quadro 3.35. Resumo do balanço energético na *Agrostis castellana* seca (30 de Agosto, 2001; $\langle R_{g(\max)} \rangle = 900 \pm 15.1 \text{ W m}^{-2}$; índice e área foliar (*LAI*) e profundidade de enraizamento máximo na fase de maturidade (25 de Junho). Coeficiente de reflexão (albedo) da superfície seca, $\rho_{\max} = 0.29$ (medido em Agosto).

10

a) Espécie / estrutura	b) Termos do balanço energético
Gramínea (<i>Agrostis castellana</i>)	Densidade de fluxo
Estado: seca ao ar (humidade: 0.15g/g)	(W m^{-2}):
<i>LAI</i> : 2.2 (± 0.42) $\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Índice de área foliar)	Radiação líquida (R_n): $(1-\alpha)R_{g(\max)} + (L_a - L_G) = 639 - 221 = 418$
Altura: 0.3 – 0.5 m	Calor latente da evapotranspiração: $\lambda ET_G = 0.0$
Profundidade máxima de enraizamento: 0.6 – 07 m	Calor sensível, $H_G = 418$
...	G (solo coberto sob a gramínea) = 0

Apesar dessa ambiguidade, conclui-se que a correcção do perfil do vento para as condições de neutralidade atmosférica é necessária e Campbell & Norman (1998) sugerem a não utilização da equação de r_a para a neutralidade sem uma fundamentação clara. Pelo menos em áreas com cobertos vegetais esparsos, a correcção do perfil do vento devido à estratificação térmica local, deve ser feita, porque a heterogeneidade da superfície é passível de gerar situações reais de forte anisotermia e instabilidade atmosférica, principalmente na Primavera e no Verão, sobre a vegetação herbácea seca e sobre o solo nu expostos ao Sol.

Num exemplo de campo, Kjelgaard & Stockle (1996) concluíram que a correcção da equação [2.31], por ψ_H e ψ_M , em geral não surtiu efeito significativo, quando a neutralidade foi condição dominante, no estudo do balanço energético em culturas do milho e da batata, que ofereciam completa cobertura ao terreno. Campbell & Norman (1998) também reconhecem esse facto e asseveram mesmo não se saber, ainda, porque tal acontece. Isto significa que o estado actual do conhecimento científico sobre este tópico está relativamente distante de uma descrição mecanística completa, que faça a ligação entre o estado termodinâmico da superfície e o regime aerodinâmico prevalente.

No presente, constata-se que o perfil do vento ajustado corresponde a uma altura efectiva da superfície rugosa que é cerca do dobro da altura média da gramínea sobre a qual foi determinado. Este facto é consistente com a existência de um regime aerodinâmico pouco influenciado pela altura de rugosidade daquela superfície. Esta conclusão sugere que o desenvolvimento do perfil do vento foi essencialmente condicionado por elementos rígidos da superfície mais altos que do que a *Agrostis* que condicionaram o *fetch* local, ou seja, o montado aí existente.

A presença de árvores, cuja altura média atinge ~ 7 m, determina a altura de rugosidade aerodinâmica teórica $z_M = 0.86$ m, para o montado local, enquanto o valor “observado” representa 9% daquele; z_M indicado é justificado no intervalo [0.70, 1.20] m para este parâmetro, típico em florestas, segundo a compilação feita por Campbell & Norman (1998; pág. 69), enquanto o valor teórico do deslocamento do “plano zero” é $d = 5.4$ m, para o montado “compacto”. Mas, para o perfil do vento ajustado, d “observado” ao representar 11% do seu valor teórico, mais elevado, configura uma estrutura esparsa do montado de sobro e azinho do local.

O conhecimento da altura e da dimensão média do território da árvore, estimada neste estudo, permite concluir ao carácter esparsa das árvores no montado pode associar-se um valor mínimo “ótimo” à razão “altura/espacamento” da ordem de 1:4, com grau de coberto igual a 0.53. Conclui-se ainda que o perfil do vento ajustado para a zona de clareira é representativo de toda a área de estudo e, por isso, pode ser tomado, para efeitos práticos, apenas como função da velocidade do vento, para obter séries temporais da resistência aerodinâmica. A velocidade do vento é acessível através da base de dados do Centro Geofísico de Évora.

Como nota final, anotamos que a determinação da resistência aerodinâmica é uma etapa decisiva no estudo do balanço energético à superfície, quando é utilizada uma formulação com “resistências” análogas do tipo Penman-Monteith (Monteith & Unsworth, 1990: 247) para descrever as componentes convectivas de fluxo. Com efeito, a equação de Penman-Monteith é a formulação que conduz, também, à especificação da resistência da superfície evaporante, seja do solo seja da componente vegetal do ecossistema (ver secção §10.4.2).

3.10.3 | Balanço energético na árvore

O balanço da radiação líquida na folhagem, em transpiração, é condicionado pelas propriedades radiativas da “folha típica” e do conjunto da folhagem, nomeadamente, os coeficientes de absorção, de transmissão e de absorção (Monteith & Unsworth, 1990; Asner & Wessman, 1997; Campbell & Norman, 1998); considerados como parâmetros, neste exercício, todos são especificados na secção que se segue. Além disso, a componente de fluxo convectivo do calor latente da transpiração está sujeita, para além da resistência aerodinâmica, à resistência estomática difusiva da superfície em série, que será determinada mais adiante.

O balanço energético é resolvido, primeiro, em torno do domínio espacial da árvore e depois ao nível da superfície do solo. Os resultados serão “agregados” para o ecossistema, através da especificação das resistências da superfície vegetal e do solo, utilizando a formulação do tipo Penman-Monteith.

15

A | Coeficiente de absorção, coeficiente de transmissão e coeficiente de extinção

As medições ou cálculos de parâmetros relevantes ao cálculo do balanço energético foram feitos nos anos de 2001 e 2002. Nos dias 21 e 23 de Agosto de 2001, foram medidos em folhas de sobreiro os coeficientes de reflexão ($\rho_{f(vis)}$) e de transmissão ($\tau_{f(vis)}$) e calculado o coeficientes de absorção ($\alpha_{f(vis)}$), usando o sensor quântico (1 cm^2) acoplado ao porómetro. Para a amostra única de 23 folhas e oito plantas, os resultados foram:

Coeficiente de reflexão foliar à luz (<i>PAR</i>) ($\rho_{f(vis)}$)	Coeficiente de transmissão foliar ($\tau_{f(vis)}$)	Coeficiente de absorção foliar ($\alpha_{f(vis)}$)
0.081 ± 0.013	0.080 ± 0.012	0.838 ± 0.014

Para a determinação de x precisamos do eixo horizontal e do eixo vertical da copa. Em 30 de Agosto de 2001, estes e as alturas (h_c) de uma amostra de dez sobreiros variaram entre 0.7 m e 1.5 m (média de 1.05 m). No ano seguinte (em 2002), o sobreiro apresentava já uma copa com diâmetro suficiente que possibilitou as medições seguras da transmissão da luz (*PAR*) e do coeficiente de transmissão da copa ($\tau_{c(vis)}$) e, com isso, a determinação do coeficiente de extinção $K_{cb}(x, \theta)$ (*cf.* equação [2.9] em “Material e Métodos”); para o ano de 2002, informação vária foi resumida no Quadro 3.25.

30

Conhecido o coeficiente de absorção da folha, na banda visível (“vis”) do espectro electromagnético, a sua conversão ao nível de integração da copa é requerida no cálculo do coeficiente de reflexão desta, com base nas equações [2.10] e [2.11]. É preciso, ainda, determinar os valores espectrais destes parâmetros correspondentes aos seus valores obtidos no visível. Segundo os resultados, no visível, $\alpha_{\text{f}}(\text{vis}) = 0.84$; a sua parcela complementar, na região do infravermelho próximo (*IVP*), obtém-se como $\alpha_{\text{f}}(\text{ivp}) = (1-0.84) = 0.16$. Para valor espectral (total) procurado, calcula-se a soma ponderada daqueles para obter $\alpha_{\text{f}}(\text{sol}) = 0.50$ (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998).

10 Deste modo, numa copa (ou canópia) densa idealizada com “folhas horizontais”, estima-se o coeficiente de reflexão da copa a partir das parcelas $\rho_{\text{c,H}}(0.84) = 0.044$ (no visível) e $\rho_{\text{c,H}}(0.16) = 0.429$ (no *IVP*). A quase equipartição do espectro solar em 50% visível ou *PAR* (400-700 nm) e 50% *IVP* (700-1100 nm), permite calcular, a primeira aproximação do coeficiente de reflexão espectral (~ 380–1100 nm), dado pela soma
15 ponderada $\rho_{\text{c,H}}(\text{sol}) = 0.5(0.044) + 0.5(0.429) = 0.236$ (~0.24). Uma primeira conclusão é o facto de, na região visível do espectro electromagnético, o coeficiente de reflexão de uma folhagem planófila (ou de uma “folha gigante” plana) ser igual ao triplo do coeficiente de absorção da “folha típica”.

O coeficiente de reflexão (“albedo”) da folhagem natural correspondente a $\rho_{\text{c,H}}(\text{sol})$ acima calculado obtém-se depois de corrigido o albedo da folha horizontal, utilizando o factor de ajustamento definido com base no coeficiente de extinção e sugerido pela equação [2.11]. Assim, no Quadro 3.23 (resultados de 2002), em que $x = 0.97 \pm 0.19$, o coeficiente de extinção é $K_{\text{eb}}(x, \theta) = 0.63$ (para *PAR*) determina o factor de correcção
20 $\frac{2K_{\text{eb}}}{K_{\text{eb}} + 1} = 0.773$ que reduz o albedo da copa do sobreiro para $\rho_{\text{cp}} = 0.182$.

25 Conclui-se que o coeficiente de reflexão da copa real é 26% inferior ao da copa idealizada como sendo “planófila”. As diferenças de albedo apontadas atrás explicam essencialmente o tom relativamente mais escuro da folhagem em comparação com a folha, devido à maior rugosidade óptica da primeira.

O coeficiente de extinção da folhagem, por sua vez, está associado ao coeficiente de transmissão, $\tau_{\text{c}}(\theta, LAI)$; um dos principais interesses práticos ligados à determinação de τ_{c} é que permite estimar o índice de área foliar (*LAI*) por via não destrutiva. Neste contexto, a equação [2.7C] corrige a equação [2.7], de forma que o coeficiente de
30

transmissão é corrigido para as folhas naturais que são, na realidade, opticamente opacas e não “negras”. Goudriaan (1988; *in* Campbell & Norman, 1998) propôs uma correção multiplicando o coeficiente de extinção pela raiz quadrada do coeficiente de absorção da radiação *PAR* pela folha:

5

$$\tau_c(\theta) = \exp\left(-\sqrt{\alpha_{f(vis)}} K_{eb} LAI\right) \quad [2.7C]$$

A partir das informações contidas no Quadro 3.25 (*p.* 153) determina-se para K_{eb} corrigido a média $\langle K_e \rangle = 0.58 (\pm 6\%)$ que corresponde a $\langle \tau_c \rangle = 0.14$ (em 2002),
10 corrigida para a vertical, com o ângulo zenital. Para 2001, foi estimado $\langle \tau_c \rangle = 0.19$ (justificado mais adiante) e, em 2004, observações feitas em 04 de Novembro permitiram obter valor idêntico. A pequena variação interanual de $\langle \tau_c \rangle$ é consistente com a configuração esferóide da copa, com densa folhagem.

A primeira determinação segura do *LAI* só foi possível fazer-se em 2002; então, a
15 média de *LAI* atingiu $3.54 \text{ m}^2 \text{ [folhas]} \text{ m}^{-2} \text{ [solo]}$, quando o diâmetro das copas ($\sim 1.3 \text{ m}$) dos sobreiros (então, com 5-6 anos de idade) atingiu uma dimensão superior ao comprimento do ceptómetro. Como foi oportunamente esclarecido, neste trabalho, *LAI* para o ano 2001 foi estimado, com base na evolução anual linear de *LAI*.

Assim, para uma taxa linear do crescimento de *LAI*, a taxa anual média estima-se em
20 $(3.54 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}) / (6 \text{ anos})$ ou 0.59 unidades de *LAI* por ano (até 2002), donde, para 2001, se estima $LAI = 2.95 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (donde o valor de $\tau_c(\theta) = 0.189$ (ângulo zenital, $\theta = 38.2^\circ$, ao meio-dia solar, ou seja, às 12.38 *h* do dia do ano 239). A referida amostragem de 04 Novembro de 2004, para a determinação do coeficiente de transmissão, nos mesmos sobreiros utilizados em 2002, revelou $\langle LAI \rangle = 3.23 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, $\langle K_{eb} \rangle = 0.63$ e $\langle \tau_c \rangle = 0.13$.

25 A já mencionada pequena variação interanual de *LAI* (e de $\langle \tau_c \rangle$), nos anos de 2001, 2002 e 2004, revela uma rápida evolução inicial desta variável biofísica da árvore e a aquisição precoce da “estrutura definitiva” da copa do sobreiro. A ser assim, o valor “estável” de *LAI* para o sobreiro parece definir-se entre 3 e $3.5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$.

30

B | Condições iniciais, modelo de superfície e o ambiente

O balanço energético à superfície do campo experimental refere-se a condições atmosféricas do Verão e à árvore em conforto hídrico moderado, correspondente ao

humedecimento parcial do solo enraizado, apenas até ~40 cm de profundidade na mancha molhada, sob a copa. O procedimento já foi descrito com detalhe. Resumidamente, a água disponível no solo foi reposta através da rega por aplicação “ao pé” de 30 mm de água a uma amostra de três a quatro sobreiros, em certas ocasiões, no Verão de 2001 e 2002.

As condições iniciais, resumidas no Quadro 3.36, especificam valores dos parâmetros do solo, da árvore e da atmosfera utilizados na resolução do balanço energético, para a quinzena entre 20 de Agosto e 4 de Setembro de 2001. O objectivo é calcular o balanço da radiação líquida ($R_{n,c}$) na copa e quantificar as relações empíricas entre os termos do balanço energético, nomeadamente, os quocientes $\lambda ET/R_{nc}$ e $\lambda ET/R_g$ que medem o peso do fluxo de calor latente na partição da energia disponível e da radiação global, respectivamente. O intuito é explorar a possibilidade de utilizar os valores apurados para as relações indicadas em condições ambientais semelhantes àqueles em que foram determinados.

A resolução do balanço energético requer a eleição de um modelo conceptual da geometria da superfície em causa (Gash *et al.*, 1997; Braud *et al.*, 1995, 1997; Lhomme & Chehbouni, 1999; Baldocchi, 2005). Na situação em análise, a relação espaçamento/altura da árvore no campo experimental de cerca de 4:1 criava, então, uma disposição espacial das árvores em “mosaico”, em que cada árvore pode ser tratada independentemente das outras e se assume também a independência entre a vegetação e o solo, como fontes/sumidouro de componentes de fluxo energético.

No domínio espacial da árvore, pode determinar-se o balanço energético idealizando a folhagem como sendo opaca à radiação global e recorrer a uma função de transmissão (equação [2.7]) para estimar a irradiância ao nível do solo sob a copa; este pode ser considerado um esquema “em série” das duas superfícies em causa, aqui, distinguido como “árvore \times solo [solo sob a copa]”; “ \times ” denota “interacção”.

No domínio do campo experimental (ecossistema), porém, a fracção $1-C$ da superfície do solo exposta representava, em 2002, 92% da área do terreno. Esta configuração geométrica da superfície é, para a análise, compatível com o modelo geométrico “em mosaico” e com a utilização de um modelo bilaminar, “dual”, das fontes/sumidouros de fluxos energéticos; o solo e a vegetação, tidos como

5 Quadro 3.36. Valores iniciais para calcular o balanço energético no sobreiro. Medições feitas entre as 11:00 h e as 16:00 h (TMG) e centradas ao meio-dia solar, em torno das 13:30 h, na data indicada. Microclima da folha: a) valores médios: $PAR = 844 \pm 528 \mu\text{mol}$ (*quanta*) $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (no plano folha) $T_f = 32.7 \pm 2.1 \text{ }^\circ\text{C}$; $T_a = 31.4 \pm 2.81 \text{ }^\circ\text{C}$; $HR = 0.27$; $DPV_{FA} = 3.94 \pm 0.96 \text{ kPa}$; $\gamma = 0.067 \text{ kPa/K}$; b) PAR (saturante) $\geq 1\ 000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; $1\ 472 \pm 369 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (1 180 a 1 890 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Período: 23 de Agosto a 05 de Setembro de 2001 (Anexo 2). Herdade da Mitra, Évora.

Índice de área foliar (LAI) (5 anos: $2.95\text{-}3.07 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$; $L_i = 1.35 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, $f_i = 0.44$ (em 2001).

Coefficiente de transmissão (PAR) da copa ($LAI = \sim 3$): $\tau_{c(vis)} = 0.23$ (2001); 0.189 (2002).

Coefficiente de extinção espectral: $1.26K_{e(sol)} = K_{e(vis)}$ (cf. Friend *et al.*, 1997)

Coefficiente de transmissão (PAR) da camada horizontal de palha seca: $\tau_m \sim 0.23$

Coefficiente de reflexão da copa do sobreiro = 0.182 ± 0.016

Coefficiente de reflexão da camada da palha seca (com $0.15\text{g}(\text{H}_2\text{O})/\text{g}$): 0.29

Coefficiente de reflexão do solo seco ao ar (com $\theta_{ar} = 0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$): $\rho_{s(max)} = 0.29 \pm 0.05$. Para $\theta_{ar} < \theta \leq 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, usou-se a equação de Passerat de Silans *et al.* (1989) para um solo (“sandy loam”) semelhante, recolhida em Braud *et al.* (1995), porém em versão relativa: $\rho_s(\theta/\theta_s \leq 0.66) = \rho_{s(max)}[(1-\theta/\theta_s) + 0.2(\theta/\theta_s)]$; com $0.38 \leq \theta_s \leq 0.42$

Condutividade térmica ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) do solo: $k = 0.69$ ($\theta = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$); 0.59 ($\theta = 0.14$); 0.95 ($\theta = 0.20$); 1.20 ($\theta = 0.40$)

Condutância estomática média foliar ao vapor de água, $g_s = 0.108 \pm 0.032 \text{ mol [folha] m}^{-2} \text{s}^{-1}$;

Condutância estomática máxima média: $\langle g_{max} \rangle = 0.182 \pm 0.059 \text{ mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (média dos máximo das séries observadas);

Condutância estomática máxima absoluta: $g_{max} = 0.241 \text{ mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (2 Set., 16h) (o máximo da série referida na linha anterior)

Condutância aerodinâmica molar no campo: $g_a = 2.3 \text{ mol m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$

Calor latente molar de vaporização da água $\lambda(305 \text{ K}) = 44\ 100 \text{ J mol}^{-1}$ (2.45 MJ kg^{-1})

Temperatura média da folha iluminada do sobreiro; $T_f = 33.0 \text{ }^\circ\text{C}$ (306 K)

Temperatura (TIV) radiativa da copa do sobreiro, $T_c = 31.0 \pm 0.94 \text{ }^\circ\text{C}$ (304 K)

Temperatura do ar na câmara do porómetro ($IRGA$): $T_a = 32.0 \pm 1.30 \text{ }^\circ\text{C}$ (305 K)

Temperatura do ar a 2 m de altura: $T_a(2) = 32.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (305 K)

Temperatura máxima da palha (*mulch*) seca: $T_{x(m)} = 43 \pm 3 \text{ }^\circ\text{C}$ (316 K).

Taxa transpiratória foliar média: $6.49 \pm 2.60 \text{ mmol m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$ (integral diário sinusoidal: $3.01 \pm 1.24 \text{ kg m}^{-2} \text{ [folha] dia}^{-1}$; multiplicar por $L_i = 1.35$ para obter a taxa de extracção de água pela árvore: $U_{dia} = 5.03 \pm 1.86 \text{ kg m}^{-2} \text{ [solo] dia}^{-1}$).

Taxa transpiratória foliar máxima média: $8.97 \pm 3.35 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; integral diário, $4.11 \pm 0.99 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; taxa de extracção, $U_{dia} = 6.57 \pm 2.46 \text{ kg m}^{-2} \text{ [solo] dia}^{-1}$.

Taxa transpiratória foliar máxima absoluta observada: $11.3 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (integral diário: $8.29 \text{ kg m}^{-2} \text{ [folha] dia}^{-1}$).

Fluxo médio de calor latente da transpiração na folha: $286 \pm 115 \text{ W m}^{-2} \text{ [folha]}$

Fluxo médio de calor latente na copa (sobreiro): $(286 \text{ W m}^{-2}) \times f_i = 126 \text{ W m}^{-2} \text{ [folhas]}$.

Fluxo médio de calor latente por unidade de área do terreno:

$(286 \text{ W m}^{-2})(1.35 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2} \text{ [solo]}) = 386 \pm 155 \text{ W m}^{-2}$. (cf. transpiração neste quadro)

independentes um do outro, estão sujeitos à mesma potência energética que entra no sistema. No esquema em “mosaico”, também dito “em paralelo”, o fluxo total (entrada ou saída) de uma entidade, que resulta dos balanços energéticos simultâneos, em ambas superfícies, é determinado por uma soma ponderada em área. Por exemplo, o fluxo de calor latente total seria $\langle \lambda ET_t \rangle = (1-C)\lambda E_s + C \cdot \lambda U_c$ (ver equação [2.23]), tendo o solo exposto ao Sol como única fonte não fitogénica de vapor de água; o esquema “em paralelo” é distinguido aqui como “solo + árvore”.

C. *Conversão da resistência estomática da folha em resistência estomática do coberto vegetal para a resolução do balanço energético*

10 A densidade de fluxo de calor latente (λET_c) do coberto vegetal depende da condutância (ou resistência) total ao fluxo que resulta da associação em série entre a condutância estomática ($\langle g_c \rangle$) da vegetação, inverso da resistência ($\langle r_c \rangle$) da vegetação, e a condutância, ou resistência aerodinâmica ($\langle r_a \rangle$), da camada-limite do ar que interage com a superfície.

15 Entre o “centro de evaporação” na câmara subestomática da folha e a altura de referência, na atmosfera “livre”, a resistência total média ao fluxo de vapor de água é a soma $\langle r_t \rangle = \langle r_c \rangle + \langle r_a \rangle$ para o modelo de representação da superfície, no esquema “em série” “árvore × solo” em tono da árvore, indicado na secção anterior. Pressupõe-se que a superfície vegetal oferece uma grande cobertura ao solo, de modo que a fracção da radiação global que atinge a superfície do substrato possa ser calculada utilizando a
20 adequada função de transmissão, $\tau_c(LAI)$, em função do índice de área foliar (LAI), provavelmente superior a $2.7 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Campbell & Norman, 1998).

À partida, se forem verificadas restrições à aplicação da equação [2.40] de Penman-Monteith em torno da árvore, λET_c será obtido, alternativamente, como termo residual
25 (“método do resto”) a partir do balanço energético, desde que conhecidas todas as restantes quantidades envolvidas e determinadas por vias independentes. De qualquer modo, o valor de referência do fluxo de calor latente corresponde à taxa de extracção observada (*i.e.*, λU).

Calculamos, agora, as resistências ao fluxo de vapor de água por inversão das
30 condutâncias afins, medidas nas condições de campo especificadas. Na síntese sobre a condutância estomática e a taxa transpiratória dos sobreiros regados, verificou-se nas

condições de conforto de hídrico mais favorável verificou-se o intervalo médio do coeficiente cultural de base (\pm erro-padrão; $n = 4$) dado por $\langle K_{cb} \rangle = 0.86 \pm 0.31$ (entre 0.59 e 1.14; Anexo 2), nos dias 23 e 27 de Agosto, e 02 e 03 de Setembro de 2001. Também, em condições de conforto hídrico natural, em 2002, foi observado um
5 intervalo idêntico, *i.e.*, $\langle K_{cb} \rangle (= 0.85 \pm 0.07)$; esta semelhança valida a qualidade dos dados de 2001.

Para as medições de 2001, a média \pm erro-padrão ($n = 5$) da condutância estomática molar máxima foi $\langle g_{max} \rangle = 182 \pm 115 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$, referentes ao solo enraizado parcialmente humedecido. Em unidades de velocidade, a divisão pela
10 densidade molar ($24.2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$) dos gases permite calcular $g_{e(vel)} = 4.40 \text{ mm s}^{-1}$. Esta condutância “linear” corresponde à resistência estomática actual que é igual $\langle r_{e(min)} \rangle = 227 \text{ s m}^{-1}$. A média geral da condutância estomática na folha, para o período em questão, cifrou-se em $\langle g_e \rangle = 130 (\pm 9.71) \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (3.15 mm s^{-1}) e corresponde à resistência média igual a $\langle r_e \rangle = 318 \text{ s m}^{-1}$.

15 Para os valores mais elevados, observados em folhas da árvore “P2”, a média \pm erro-padrão da condutância máxima, no dia 27 de Agosto (após rega no dia anterior), a condutância mais alta elevou-se $202 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$, mas no dia 02 de Setembro (após rega em 31 de Agosto) aumentou para $241 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$ (ou $\sim 7.9 \text{ mm s}^{-1}$), enquanto, ainda na última data, o intervalo da condutância estomática,
20 medida em quatro folhas, resultou em $219 \pm 14.9 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} \text{ [folha] s}^{-1}$ (ou $\sim 7.2 \text{ mm s}^{-1}$).

A máxima condutância “absoluta” da série observada, nas condições especificadas, correspondeu à *resistência mínima “absoluta”* de 127 s m^{-1} , para a folha hipoestomatosa do sobreiro. Valores de resistência estomática desta ordem denotam
25 *stress* hídrico moderado, o que é consistente com a extracção total da água disponível, mas pode também, reflectir parcialmente o efeito retardado do longo *stress* estival.

Da folha para a copa, a “condutância estomática da copa” ($g_c = 1/r_c$) obtém-se multiplicando a condutância da folha pela fracção iluminada ($f_i = 0.44$) da folhagem. Esta conversão exprime a condutância em densidade de fluxo molar por unidade de área da folhagem. Trata-se de uma média ponderada; para o esquema de superfície “árvore \times
30 solo”, multiplica-se a condutância da folha pelo índice de área foliar iluminada (*i.e.*, $L_i = 1.35 \text{ m}^2 \text{ [folhas] m}^{-2} \text{ [solo]}$, em 2001, e $1.56 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, em 2002). Deste modo, a condutância estomática fica expressa por unidade de área A_p (a área da projecção

vertical da copa sobre o terreno) que é a superfície de controlo do volume de controlo do solo enraizado para o balanço hídrico em torno da água.

Neste sentido, ao nível de integração da árvore, vem, pela mesma ordem acima indicada, a condutância média, $\langle g_{c(\max)} \rangle = 182 \times 1.35 = 245$ e, ainda, 176 (mínima) e a máxima, $325 \text{ mmol m}^{-2} [\text{solo}] \text{ s}^{-1}$. Ainda, ao nível da árvore, as resistências expressas como r_e/L_i são, em unidades de velocidade recíproca, respectivamente, $r_{c(\min)} = 169$ (mínima média), 235 (média) e $r_{c(\min)} = 127 \text{ s m}^{-1}$ (mínima absoluta).

Por último, a integração da condutância estomática ao nível da plantação, com o esquema de superfície “vegetação + solo”, basta multiplicar a condutância da árvore pela fracção (C) da área do coberto vegetal, *e.g.*, $\langle g_{c(\max),p} \rangle = C \cdot L_i \cdot g_{\max}$. A resistência equivalente, $\langle r_{c,p} \rangle$, é o inverso da condutância indicada.

Assim, a resistência total (r_{tV}) do fitossistema ao fluxo de vapor de água soma a resistência aerodinâmica ($\langle r_a \rangle = 22.9 \text{ s m}^{-1}$; *i.e.*, $g_a = 1.80 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e a resistência do coberto, associadas em série. Para a resistência total média, entre a copa e a camada-limite do ar junto à copa, obtém-se para a média, $\langle r_{tV} \rangle = 22.9 + 169 = 193 \text{ s m}^{-1}$; considerando apenas variações significativas para r_c (o vento é relativamente constante), a resistência mínima (observada) da árvore, para a amostra em questão, é $\langle r_{tV(\min)} \rangle = 22.9 + 127 = 150 \text{ s m}^{-1}$, o valor a ser ponderado em área.

Enfim, nota-se que, o facto da resistência da copa ter representado mais de 80% da resistência total ao fluxo de vapor de água com origem na vegetação, reflecte o controlo fisiológico dos estomas sobre a transpiração, mesmo em conforto hídrico moderado; a resistência estomática é a métrica biofísica da fisiologia da transpiração (Monteith, 1973; Baldocchi, 2005).

Em relação ao ano de 2002, a condutância estomática medida na folha pode resumir-se, aqui, à média aritmética da máxima que foi $\langle g_{\max} \rangle = 355 (\pm 145) \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Anexo 3); então, dado $L_i = 1.56 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, a correspondente condutância da copa é $\langle g_{c(\max)} \rangle = 554 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Comparada com a superfície de referência, pode notar-se que, nas condições ambientais da Primavera de 2002, a correspondente resistência estomática mínima da árvore, $\langle r_{c(\min)} \rangle = 74.6 \text{ s m}^{-1}$, pouco diferiu da resistência mínima (70 s m^{-1}) “de referência” para o cálculo da ET_o (*cf.* Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998). Na verdade, o quociente $70/74.5 = 0.93$ estima o quociente cultural de base já que a resistência estomática é significativamente mais elevada do que a resistência aerodinâmica, em consonância com a conclusão do parágrafo anterior.

A média da condutância estomática máxima observada na Primavera de 2002, em condições de conforto hídrico natural e atmosféricas para fluxo máximo, foi cerca de três a duas vezes superior à condutância observada nos sobreiros regados (“rega deficitária”), respectivamente em 2002 e em 2001, não obstante os coeficientes de culturais de base terem sido idênticos. Aparentemente, a condutância estomática teve menor sensibilidade do que a transpiração à re-hidratação parcial do solo. Este assunto deve ser investigado de uma forma mais aprofundada, provavelmente averiguando a relação entre a condutância e o tempo de biodegradação do *ABA* na folha, após a interrupção do *stress* hídrico.

10

D. Componentes de fluxo energético entre a árvore e a atmosfera

O sistema de equações constituído pelas equações [2.17a – c] apresentadas em “Material e Métodos” (secção §2.2.4) é utilizado para calcular a radiação líquida na copa (R_{nc}) da árvore. A copa é formalmente tratada como uma “folha gigante” caracterizada pelas mesmas propriedades termo-radiativas, radiativas e índice de área foliar que a copa real (ver Quadro 3.36).

15

A informação disponível permite determinar de forma independente, para além de R_{nc} , as densidades de fluxo convectivo do fluxo do calor sensível (H_c) e do calor latente da transpiração, λU . Naturalmente deve observar-se a lei da conservação da energia.

Radiação líquida

20 Aplica-se a equação [2.17a] para determinar as componentes de curto comprimento de onda de longo de comprimento de onda da radiação líquida.

Para radiação de longo comprimento e onda, a temperatura do ar, $T_a = 304.6$ K (31.4 °C) permite estimar a temperatura do “céu” (284.6 K), como $T_a - 20$ °C (Monteith, 1973) e a emissividade da atmosfera como 0.86. Para a folhagem, à temperatura de 306 K (33 °C), a emissividade é 0.96. (Os intervalos de variação das temperaturas são apresentadas a seguir; ver “Fluxo de calor sensível”).

25

O fluxo líquido da radiação térmica no sistema é, então:

$$L = (5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}) [(0.86)(12.5 + 284.6)^4 - (0.96)(31.4 + 273.15)^4] \\ = 320 - 470 = -157 \text{ W m}^{-2}.$$

30

A radiação líquida é, dado o coeficiente de reflexão da copa (0.182) e a radiação solar global ($R_g = 900 \text{ W m}^{-2}$), a quantidade:

$$R_{nc} = (1-0.182)(900) - 157 = 579 \text{ W m}^{-2}$$

Esta é a energia disponível no sistema a conservar; R_{nc} representa 64% da radiação global. Os restantes termos de fluxo, no caso, a densidade de fluxo de calor sensível e de calor latente (λU) da transpiração devem garantir em princípio o fecho da equação do balanço energético, com um erro mínimo (ver “Fecho do balanço energético” mais adiante; Quadro 3.37). No período em causa foram excluídos os dias 28 e 30 de Agosto (em 2001) por se referirem a situações de défice hídrico superiores a 50% enquanto foram considerados os dias com $K_{cb} \geq 0.59$ (Anexo 2).

Fluxo de calor latente

Para os dias com conforto hídrico mais favorável, a média da transpiração molar máxima de $8.97 (\pm 3.35) \text{ mmol m}^{-2} [\text{folhas}] \text{ s}^{-1}$ (referente aos dias 23 e 27 de Agosto e 02 e 03 de Setembro de 2001) converte-se na correspondente densidade de fluxo de calor latente por unidade de área do terreno (factores de conversão: $\lambda = 44\,100 \text{ J mol}^{-1}$; $L_i = 1.35 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$):

$$\lambda U = 534 \text{ W m}^{-2}$$

15

O fluxo de calor latente atinge 92% da radiação líquida e 59% da radiação global.

Fluxo de calor sensível

Determinada a resistência aerodinâmica (r_{aH}), o fluxo de calor sensível (equação [2.26]) fica automaticamente calculada, uma vez medida ou estimada a diferença térmica $T_c - T_a$, entre a temperatura da folhagem (T_c) e a temperatura do ar (T_a). As temperaturas necessárias ao cálculo do fluxo de calor sensível foram apresentadas no Quadro ###.

Para fazermos referência a exemplos de medições da temperatura ao meio-dia solar, no período entre 20 de Agosto e 04 de Setembro de 2001, no dia 27 de Agosto, com $T_a = 31.4 \text{ }^\circ\text{C}$, verificou-se que T_c , a temperatura radiométrica medida por detecção remota, à distância de *ca.* 1 m do alvo, variou no intervalo médio $32.8 \pm 1.54 \text{ }^\circ\text{C}$ ($n = 13$); esta temperatura refere-se a uma única amostra constituída por folhas das árvores P1 e P2. Durante a mesma sessão de medições, a temperatura da folha, medida também por contacto (efeito de Joules) através do termopar da câmara de ventilação do sistema

IRGA (“porómetro), verificando-se o intervalo médio, $34.6 \pm 1.28 \text{ }^\circ\text{C}$ ($n = 9$ [folhas]) estatisticamente idêntico ao anterior. Dentro desta incerteza, as temperaturas observadas pelos métodos radiométricos e termoelectrico foram consideradas iguais.

Assim, em sete datas do período mais longo, acima indicado, durante o qual se estenderam as medições deste tipo, o intervalo da média (\pm erro-padrão) da temperatura máxima do ar foi $31.4 \pm 2.81 \text{ }^\circ\text{C}$ ($n = 17$ [dias]; Fig. 3.58), enquanto que, para os dias de maior taxa transpiratória, isto é 23 e 27 de Agosto e 02 e 03 de Setembro, a temperatura da folha definiu o intervalo $33.0 \pm 0.94 \text{ }^\circ\text{C}$ ($n = 6$ [datas]), entre 29.8 e $35.5 \text{ }^\circ\text{C}$, referente a sete sub-amostras de um universo com $N = 61$ folhas (Anexo 2). Por conseguinte, em média, a diferença $T_c - T_a$ correspondente foi $1.37 \text{ }^\circ\text{C}$ ($n = 13$). Nota-se, ainda, que a média ponderada da incerteza associada à medição da temperatura da folhagem foi igual a $1.35 \text{ }^\circ\text{C}$ e idêntica a $T_c - T_a$.

A primeira aproximação ao fluxo de calor sensível, por definição, é:

$$H_{c,obs} = (1207)(1.37)/32.2 = +51.1 \text{ W m}^{-2} \quad (u(2) = 3.32 \text{ m s}^{-1})$$

A incerteza de $\pm 1.35 \text{ }^\circ\text{C}$ sobre a temperatura correspondente também a uma incerteza de $\pm 50.4 \text{ W m}^{-2}$ de fluxo de calor sensível, que sendo semelhante a $H_{c,obs}$, leva à conclusão de que a contribuição do fluxo de calor sensível originado na copa do sobreiro é pequeno, embora tendencialmente positivo.

A incerteza da ordem calculada e associada à temperatura radiométrica da superfície (1 a $5 \text{ }^\circ\text{C}$) e do calor sensível (entre 30 e 50 W m^{-2}) é comum e aceite como valor máximo admissível em estudos de detecção remota da temperatura superficial à escala dos ecossistemas (Anderson *et al.*, 1997). Conclui-se que os erros minimizados e relacionados com o fluxo de calor sensível ao nível da micro-escala (este estudo) e à escala dos ecossistemas (Anderson *et al.*, 1997) são idênticos aos erros minimizados originados na medição do fluxo de calor latente à escala global (Mu *et al.*, 2006).

Como nota adicional, recorda-se que em culturas arvenses bem providas de água no campo, se observa a tendência da temperatura da copa (folhagem) ser inferior à temperatura do ar (*i.e.*, $T_c - T_a < 0$), quando aquela variável é medida ao meio-dia solar em condições de *DPV* relativamente estáveis e vento moderado, entre 2 e 4 m/s . Por exemplo, valores extremos de $T_c - T_a$ observados em talhões de trevo branco, na Quinta do Marquês, Oeiras, atingiram entre $-6.8 \text{ }^\circ\text{C}$ e $-4.0 \text{ }^\circ\text{C}$, para $r_a = 30 \text{ s/m}$ (Lima, 1992). Do ponto de vista biofísico, estes gradientes térmicos significaram um fluxo de calor

sensível descendente entre 160 e 240 W m⁻². Esta nota é interessante porque ilustra os diferentes sentidos e diferenças absolutas de fluxo de calor sensível que se podem observar nos ecossistemas esparsos em que coexistam árvores dispersas e um estrato herbáceo relativamente contínuo, bem como a sua importância relativa no balanço energético à superfície.

Uma segunda aproximação obtém o fluxo de calor sensível como o resto $H_{c,calc} = R_{nc} - \lambda U = 579 - 534 = \sim 45 \text{ W m}^{-2}$ (i.e., 44.7 W m⁻²). O desvio $H_{c,obs} - H_{c,calc} = \epsilon_2$ é o erro de convergência. Com base nas duas origens do calor sensível, podemos definir, neste ponto, o intervalo empírico 45–51 W m⁻² do calor sensível cujo significado físico pode ser discutido, em termos de estabilidade atmosférica e do carácter aleatório da turbulência e da temperatura instantânea, via r_{aH} .

Ora, é empiricamente aceite que o estado de neutralidade atmosférica ($T_c = T_a$) corresponde a uma ligação termodinâmica íntima entre a superfície e a atmosfera, traduzida pelo fluxo de calor sensível definido no “intervalo de referência” $H_o = 0 \pm 50 \text{ W m}^{-2}$ (cf. Kjelgaard & Stockle, 1996). As condições de estabilidade atmosférica podem variar de um extremo ao outro ao longo do dia, como observaram Kjelgaard & Stockle (1996) em campos de milho com cobertura completa do solo, o que poderá depender do regime (aleatório) da turbulência e do grau de incidência da advecção atmosférica.

Por outro lado, a condição de neutralidade é frequente em florestas (Jarvis, 1987) e, provavelmente, também em árvores “isoladas” inseridas em cobertos vegetais esparsos.

As parcelas e o erro de fecho do balanço energético

Os critérios de convergência numérica para verificar a conservação de energia, baseiam-se na minimização das diferenças seguintes (cf. Quadro 3.37):

25 a) $R_{nc} - (H_c + \lambda U) = \epsilon_1$ (avalia a estimativa do R_{nc} “observada”)

Para $H_c = H_{c,obs}$, ϵ_1 correspondeu à sobrestimativa da radiação líquida observada em +1.1% (ver “Fluxo de calor sensível”).

30 b) $H_{c,calc} - H_{c,obs} = \epsilon_2$

Por sua vez $\epsilon_2 = -6.44 \text{ W m}^{-2}$ subestima o fluxo do fluxo de calor sensível observado em 13%. É, pois, claro que, o fluxo de calor sensível representou o termo com maior incerteza no presente cálculo.

$$c) \lambda U_{calc} - \lambda U = \epsilon_3$$

O fluxo de calor latente, como a diferença entre a radiação líquida e o fluxo de calor sensível (método do resto) sobrestimou em 5.4% o valor observado.

O erro de fecho (ϵ_1) do balanço da radiação líquida (não isotérmica) é consideravelmente baixo, pois, é geralmente aceite, um erro máximo de $\pm 10\%$ (cf. Paço, 2003; Baldocchi *et al.*, 2004). Por exemplo, e estudos que envolveram o balanço energético à superfície com base e medições pelo método das flutuações instantâneas (da razão de Bowen), Silvestre (2003), na vinha regada, Paço (2003), em pomar de pessegueiro (ambos cobertos vegetais esparsos), e Kjelgaard & Stockle (1996), em campos de milho e de batata com cobertura completa do solo, obtiveram erros de fecho não superiores a 10%.

Quadro 3.37. Balanço energético ($W m^{-2}$) não isotérmico ($T_c - T_a = 1.37^\circ C$) no sobreiro, ao meio-dia solar do dia representativo de máximo fluxo no período entre 20 de Agosto e 04 de Setembro d2001 (ver texto para detalhes). $R_{g(max)} = 900 W m^{-2}$; condução no solo, $\langle G_{s(max)} \rangle = 195 W m^{-2}$ (solo nu); $16 W m^{-2}$ (sob a copa; $LAI = 3$); temperatura $T_c = 32.8^\circ C$ (copa); $T_a = 31.4^\circ C$ (ar).

Entrada de energia No fitossistema		Processos de dissipação de energia à superfície em densidade de fluxo energético ($W m^{-2}$)		
Radiação solar	Fluxo líquido da radiação de longo comprimento onda	Fluxo de radiação de longo comprimento onda na árvore	Radiação líquida na árvore observada	
R_{abs}	L	L_c	R_{nc}	
736 \Rightarrow	-157	-477	579	
\Downarrow			\Downarrow	
Radiação líquida na árvore observada	Fluxo de calor sensível observado	Fluxo de calor latente observado	Radiação líquida estimada	
$R_{nc} \Rightarrow$	H_c	λU	$\lambda E_c + H_c$	
\Downarrow		\Downarrow	\Downarrow	
579 =	51.1	537	585	(erro = +1.1%)
...	“método do resto” $R_{nc} - \lambda E_c$	“método do resto” $\lambda E_c = R_{nc} - H_c$	
...	44.7	563	...	
Erro relativo	-0.126	+0.054	+0.011	

A justificação do balanço da radiação líquida ao nível da árvore especifica a energia disponível (a soma dos fluxos convectivos) e possibilita a determinação da importância relativa dos fluxos convectivos, geralmente expressa através da razão de Bowen, $\beta = H_c/\lambda U$, neste, igual a 0.10. Por outro lado, conclui-se que a energia disponível foi quase integralmente dissipada pela transpiração, o que justifica a “fracção evaporativa” dada por $\lambda U/(H_c+\lambda U) = 0.92$. Naturalmente, os totais das componentes de fluxo convectivo, agregados ao nível do ecossistema, implicarão afectações relativas diferentes das obtidas na árvore.

10 Quadro 3.38. Relações numéricas entre termos do balanço da radiação solar (do Quadro 3.37) no fitossistema (com 5 anos), em conforto hídrico (2001), ao meio-dia solar, “vis” refere-se à radiação visível. Classes de índice de área foliar, propriedades radiativas da copa e duração do dia.

Parâmetros	Descrição
900	Radiação global (R_g ; $W\ m^{-2}$) típica ao meio-dia solar
0.82	Fracção de radiação solar absorvida $/R_g$
0.64	Fracção radiação líquida $/R_g$
0.79	Fracção radiação líquida $/R_{abs}$
0.73	Fracção fluxo de calor latente $/R_{abs}$
0.59	Fracção fluxo de calor latente $/R_g$
0.92	Fracção “calor latente $/R_{nc}$ ”
0.22	Fracção condução máxima de calor (solo) $/R_g$
0.10	Razão de Bowen ($H_c/\lambda U$)
~3.0	LAI_{01} : Índice de área foliar ($m^2\ m^{-2}$) do sobreiro em 2001 (estimado)
3.54	LAI_{02} : Índice de área foliar do sobreiro em 2002
1.35	L_i_{01} : Índice de área foliar ($m^2\ m^{-2}$) iluminado do sobreiro em 2001
1.56	L_i_{02} : Índice de área foliar iluminado do sobreiro em 2002
0.182	Albedo (ρ_{cp}) da copa
0.189	Coef. de transmissão (τ_{vis}) da copa
13.8	Duração (h) média do dia durante as medições da taxa transpiratória (2001)
14.5	Duração (h) média do dia durante as medições “idem” (2002)

15

A resolução numérica do balanço energético é onerosa e, por isso, a procura de relações simples entre os seus termos é pertinente, ressaltando-se as devidas precauções, no que diz respeito a extrapolações. Neste exercício, verificámos as relações entre os termos do balanço energético na árvore; por exemplo, λU e R_{nc} representaram 59% e 64% da radiação solar global, respectivamente, enquanto que o fluxo de calor latente consumiu 92% da radiação líquida (Quadro 3.37-B). Estas

20

relações simples, determinadas aqui ao meio-dia solar e justificadas ao longo do dia, podem reproduzir-se em escalas temporais mais longas, em condições de campo semelhantes às aquelas em que foram obtidas, desde que o albedo da copa e o padrão da distribuição angular das folhas se mantenham sensivelmente constantes.

5 A suposição sobre a manutenção das relações numéricas acima referidas, no longo prazo, é consistente, por exemplo, com a razão (*i.e.*, 0.58) entre a radiação líquida máxima (18 MJ m⁻² dia) do estrato arbóreo (*Quercus douglasii*) e a radiação global máxima (31 MJ m⁻² dia) diárias, referente a um ecossistema do tipo mediterrânico, na Califórnia, obtidos por Baldocchi *et al.* (2004).

10 No presente estudo, as relações de proporcionalidade entre a radiação líquida e a radiação solar global e entre a radiação líquida e o fluxo de calor latente servem de base à geração das curvas anuais da radiação líquida e do fluxo de calor latente. As mesmas relações constituem, também, o ponto de partida à tentativa de calibrar a equação de Penman-Monteith, através da optimização da resistência de superfície do ecossistema.

15 A principal tarefa relacionada com a determinação da resistência difusiva da superfície heterogénea, implica resolver o balanço energético à superfície do solo, tal paralelamente ao que se fez em relação à copa.

Quando a representação da superfície do ecossistema inclui o solo, a condução (G) de calor neste compartimento reajusta a energia disponível no ecossistema, diminuindo-
20 a da quantidade G . Veremos, a seguir, como o fluxo de calor no solo, sob a copa, foi estimado, não tendo excedido 16 W m⁻², muito inferior à condução máxima de 195 W m⁻² estimada à superfície do solo exposto ao Sol, ao meio-dia solar.

3.10.4 | Balanço energético no solo e resistência difusiva da superfície

25 O objectivo é resolver o balanço energético à superfície do solo seco ao ar ou à superfície húmida do solo em evaporação e exposta ao Sol, sob a máxima irradiância. Em relação ao solo húmido, a ideia é utilizar manchas molhadas de pequena dimensão (tipo ~1000 cm²) para estimar, com uma logística simples, a resistência aerodinâmica da superfície do solo à evaporação da água, após ter sido medida a taxa (E_s) da evaporação,
30 durante um ciclo completo de dessecação do solo.

Em solo húmido, insaturado, a humidade (θ) é variável entre os limites naturais da água evaporável; em princípio, deve observar-se também uma variação na temperatura com a variação de θ e, por esta razão, a variação da repartição da radiação líquida ($R_{n,s}$)

no solo entre as suas componentes de fluxo energético, nomeadamente, a fracção correspondente à condução (G_s) de calor no solo, ao fluxo de calor sensível (H_s) e ao fluxo de calor latente (λE_s).

Então, dado um solo em dessecação, em qualquer instante, o potencial matricial, $\psi_m(\theta)$, da água do solo é, por definição, função da humidade relativa de equilíbrio (h_o) termodinâmico entre a fase líquida e a fase de vapor da atmosfera do solo; subseqüentemente, o vapor de água difunde-se para a atmosfera exterior. Conseqüentemente, em teoria, a equação de Penman-Monteith (P-M) afigura-se um método expedito para estimar E_s . O enquadramento da E_s no esquema formal da equação de P-M tem em conta o facto de a diminuição de $\psi_m(\theta)$ num solo em dessecação ter o mesmo significado termodinâmico que a diminuição da energia-livre e de h_o , num sistema termodinâmico constituído por uma solução aquosa salina e a diminuição da pressão de equilíbrio do seu vapor, em comparação com a evaporação livre, numa superfície plana de água pura, nas mesmas condições de pressão e temperatura.

Todavia, em casos de rápida interposição da crosta superficial do solo entre a frente de humedecimento “em regressão”, no solo em dessecação, e a atmosfera, torna pouco prático o recurso à equação de P-M para a determinação directa da r_s do solo insaturado.

No presente estudo verificaremos se esta limitação poderá ser ultrapassada caso recorramos ao coeficiente de evaporação médio ($K_e = 0.44$), determinado aquando dos testes de evaporação, e ao valor corrente da ET_o para estimar E_s .

No passo subseqüente, iguala-se o fluxo de calor latente (λE_s) correspondente à expressão do fluxo de calor latente a estimar pela equação de P-M. Neste tipo de cálculo, a convergência numérica é promovida através do ajustamento da resistência da superfície (r_s), uma vez que r_a é já conhecida. Como foi visto oportunamente, o coeficiente de evaporação acima indicado correspondeu à evaporação total de 15 mm, durante sete dias, à taxa diária média de 2.58 mm dia⁻¹.

a) Solo seco

A humidade do solo seco ao ar é $\theta_a = \theta_{cc}/3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e, na Primavera e no Verão em que a superfície está usualmente sobreaquecida em relação ao ar, o fluxo de calor latente da evaporação aí é virtualmente nulo ($\lambda E_s = 0$), passados cerca de sete dias após cada episódio de chuva. Então, a radiação líquida ($R_{n,s}$), determinada com base nos

fluxos líquidos das componentes de curto comprimento de onda, $[1-\rho_s(\theta)]R_g$, e de longo comprimento de onda, L_{as} , quando dissipada pelos processos da condução (G_s) de calor no solo e do fluxo de calor sensível (H_s) entre o solo e o ar, pode escrever-se como:

$$5 \quad R_{n,s} = [(1-\rho_s(\theta))R_g + L_{as} = G_s + H_s + 0 \quad [3.63]$$

Os termos H_s e G_s devem ser determinados. A condução de calor pode calcular-se através do método integral (equação [3.19]), mas, dado que a profundidade de integração é uma importante fonte de incerteza, G está sujeito a métodos alternativos de cálculo. Considerando os valores das propriedades termo-radiativas do solo (Quadro 3.16; *p.* 97) a condução máxima e o seu integral diário são representados na profundidade efectiva $z = 2^{0.5}D$ (com $D = 0.13$ m):

<p>■ condução de calor no solo nu seco, ao meio-dia solar ($z = 2^{0.5}D$)</p> <p>$\langle G_{s(max)} \rangle = 99 \text{ W m}^{-2}$</p>	<p>■ integral diurno da condução de calor no solo ($z = 2^{0.5}D$)</p> <p>$G_{diurno} = 3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.</p>
--	--

No ciclo circadiano, o integral da condução de calor, G_{dia} , (em 24 horas) é inferior a G_{diurno} porque ao saldo positivo diurno da radiação segue-se o período nocturno com saldo negativo da condução, quando a radiação líquida é negativa e dominada pelas trocas de radiação de longo comprimento de onda. Repara-se que o fluxo energético dado por G_{diurno} limita a taxa da evaporação no solo (E_s) por corresponder, por exemplo, apenas a 21% do fluxo de calor latente equivalente a $ET_o = 5.87 \text{ mm dia}^{-1}$ (ou $14.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), no dia 30 de Agosto de 2001.

Assim, a menos que a evaporação seja muito elevada, a energia calorífica acumulada pelo solo não é, em geral, suficiente para impor a E_s uma taxa igual à da evapotranspiração de referência. No cômputo geral, se o coeficiente de evaporação ($K_e = E_s/ET_o$) há-de igualar ao superar a unidade, então o peso da contribuição aerodinâmica será manifestamente dominante no processo evaporativo. No entanto, em situações muito especiais, quando a água do solo (θ) é abundante, o máximo valor K_e pode igualar ou mesmo superar a unidade (*cf.*, Smith *et al.* 1992; Allen *et al.*, 1998), situação só compatível com a classe da resistência do solo mínima (van de Griend & Owe, 1994).

Estudos de caso reportam a importância relativa da evaporação da água no solo que atingiu no máximo entre 65% e 70% da energia disponível em ecossistemas de tipo savana tropical (Taylor, 2000), 60% a 80% da evapotranspiração em culturas arvenses, com LAI entre 0.6 e 1.2 (*cf.* Mu *et al.*, 2007: 521).

A contribuição da energia calorífica acumulada sobre a evaporação pode ser determinar estimando a evaporação da água do solo através da equação de Penman-Monteith. O ajustamento da referida equação à superfície do solo permite, assim, especificar a resistência (r_s) da superfície do solo ao fluxo difusivo do vapor de água, um dos objectivos deste estudo.

Retomando a condução e concentrando-nos na sua determinação alternativa no âmbito do balanço da radiação líquida à superfície. Neste método, G depende do coeficiente de reflexão (albedo), $\rho_s(\theta)$, variável com a humidade θ (Braud *et al.*, 1995; 1997) e da temperatura superficial (T_s). O albedo máximo, ρ_{\max} , foi medido à superfície do solo seco, nos dias 21 e 23 de Agosto de 2001; a média (para a banda espectral “visível”) foi $\langle \rho_{\max} \rangle = 0.29 \pm 0.05$ ($n = 23$), quando a humidade média do solo, na camada superficial com 11 cm de profundidade, foi $\theta_a = 0.033 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, e a temperatura radiométrica (*i.e.*, máxima, $T_{s(\max)}$) da superfície variou entre 44.2 ± 0.91 e 47.4 ± 0.94 °C (das 11:00 às 17:00), e a temperatura máxima média do ar igual foi 31.4 ± 2.81 °C.

De modo a ser possível estimar o albedo em função do grau de saturação hídrica (θ/θ_s) foi adaptada a equação empírica proposta por Passerat de Silans *et al.* (1984), para solos da classe de textura franco-arenosa, recolhida em Braud *et al.* (1995; sendo ainda, consistente com a equação utilizada por Braud *et al.*, 1997):

$$\rho_s(\theta/\theta_s \leq 0.66) = 0.29[(1-\theta/\theta_s) + 0.2(\theta/\theta_s)]; \text{ para } \theta \leq 0.26 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3} \quad [3.64]$$

No solo seco ao ar, $\theta/\theta_s = 0.07$ e a sua substituição na equação [3.64] devolve convenientemente o albedo máximo observado no solo franco-arenoso, castanho-pardo estudado. Para os graus de saturação correspondentes à capacidade de campo ($\theta_{cc} = 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) e ao valor intermédio $\theta = 0.14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, o albedo é 0.19 e 0.24 respectivamente.

A emissividade (ϵ) do solo é, também, relacionada empiricamente com θ através da expressão (*cf.* Braud *et al.*, 1995):

$$\epsilon(\theta) = 0.90 + 0.18\theta \quad [3.65]$$

Em solo seco $\epsilon(\theta) = 0.91$ e quando θ iguala a capacidade de campo, a emissividade aumenta para 0.94. Por seu lado, a emissividade atmosférica é $\epsilon_a(T_a) = 0.86$ (equação [2.20]), com $T_a = 33.6$ °C (ou 305 K),

A temperatura superficial do solo, por exemplo, $T_{s(\max)}$, é a condição de fronteira à superfície ($z = 0$) para o cálculo da condução de calor, G (máxima, neste caso: G_{\max}),

cujo cálculo pode ser feita com base quer no método integral quer no método do gradiente térmico vertical (equação de Fourier). No segundo método, é preciso conhecer a distribuição vertical, $T_s(z)$, da temperatura a partir da superfície. No solo seco, a condutividade térmica é $0.84 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ e a amplitude de flutuação térmica diária é 15.2 °C. Este procedimento pressupõe estimar a profundidade mínima da camada superficial, para uma aproximação numérica às diferenças finitas de G no domínio da profundidade de amortecimento, D .

A determinação da condução de calor refere-se às condições ambientais do período entre 20 de Agosto e 04 de Setembro de 2001. As condições atmosféricas foram relativamente estáveis e a radiação global acumulada variou entre 20 e $26 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (24 horas). A temperatura radiométrica da superfície do solo foi medida ou estimada, através do modelo de Parton (1984) que verificámos no campo. Além disso, foram, também, determinados a temperatura do ar, ao meio-dia solar do dia 31 de Agosto.

Nessa data verificou-se $T_a = 31$ °C (304.2 K), $R_{g(\text{max})} = 900 \text{ W m}^{-2}$ (no período referido: 900 ± 15 ; máximo absoluto: 923 W m^{-2}); para o solo seco, obteve-se $T_{s(\text{max})} = 43.2 \pm 0.87$ °C (ver, ainda, Quadro 3.11, p. 80). Calculadas as emissividades do ar e da superfície do solo em função das respectivas temperaturas, ao meio-dia solar do dia representativo, a *radiação líquida em solo seco* é:

$$R_{n,s} = (1-0.29)(900 \text{ W m}^{-2}) + (5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}) [0.86(285.7^4) - 0.91(316.4^4) \text{ K}^4] = 639 - 197 = 437 \text{ W m}^{-2}$$

Assim, no solo seco, 13 °C sobreaquecido em relação ao ar, a radiação líquida é fortemente diminuída pelo saldo negativo da emitância térmica (-197 W m^{-2}) daquela superfície, onde representou 45% da $R_{n,s}$ e 22% da radiação global. Por sua vez, $R_{n,s}$ e a condução no solo, G_{max} ($= 98.6 \pm 9.73 \text{ W m}^{-2}$; $n = 17$ [dias]) perfazem 49% e 11% da $R_{g(\text{max})}$ incidente, respectivamente. A diferença $R_{n,s} - G_{\text{max}}$ determina a energia disponível ao fluxo convectivos do calor sensível (H_s) entre o solo seco exposto ao Sol e o ar.

O fluxo de calor sensível é estimado como termo residual, $H_{s(\text{max})} = 437 - 99 = 338 \text{ W m}^{-2}$, valor que representa 77% da $R_{n,s}$ e 29% de H_s .

Para estimar a condução no solo relacionado com o balanço da radiação líquida no solo ensombrado pela copa, transigimos, algo subjectivamente, em aproximar a zero (*i.e.*, $H_{s,s} = 0$) o fluxo de calor sensível entre o ar e o solo à sombra, em regime de isotermia, dado que a temperatura à sombra tende a igualar a temperatura do ar (a vegetação esparsa permite uma boa circulação do ar).

Finalmente, a estimativa do fluxo de calor sensível total para o esquema em “mosaico” da parcela experimental é $\langle H_T \rangle = (0.08 \times 51.1 + 0.92 \times 338) = 315 \text{ W m}^{-2}$; $\langle H_T \rangle$ deve diminuir à medida que C aumenta; neste caso representa 71% da radiação líquida total do fitossistema, como o solo seco.

5 A conclusão é que, globalmente, as trocas de calor sensível entre a superfície heterogênea do campo e a atmosfera são ascendentes e ocorrem em condições de instabilidade atmosférica.

Regressamos à condução de calor ($G = R_{n,s} - H_s$) no solo para discriminar, no quadro do mesmo esquema de superfície, as contribuições relativas da fracção $(1-C)$ do solo
10 exposto ao Sol (com condução máxima, já calculada) e da fracção complementar (C) ensombrada pela copa. Assim, sob a copa (esquema em série “árvore \times solo”), G é considerado proporcional à fracção da radiação solar global à superfície através da folhagem, pelo que depende do coeficiente de transmissão e do índice de área foliar ($LAI = 3$) da árvore, por um lado, e do albedo do solo, por outro lado (Quadro 3.36).

15 O coeficiente de transmissão é, agora, associado ao coeficiente de extinção para a radiação global, que é $K_{c(PAR)}/1.3 = 0.50$ (Friend *et al.*, 1997), de que resulta $\tau_{c(solar)} = \exp(-3 \times 0.5) = 0.22$. Posto isto, então, calcula-se o termo de curto comprimento de onda da radiação líquida ($R_{n,ss}$) que corresponde à dízima de segunda ordem, $(1 - \rho_{s(max)})\tau_{c(Sol)} = (0.22)(1 - 0.29) = 0.16$, da $R_{g(max)}$ no topo da folhagem. O termo de
20 comprimento de onda, $L_{a,ss}$, de $R_{n,ss}$ sob a copa depende da temperatura do solo aí; em condições isotérmicas, obtemos $L_{a,ss} = -127 \text{ W m}^{-2}$ e, por conseguinte, $R_{n,ss} = (0.16)(900) - 127 = 16 \text{ W m}^{-2}$, ou seja, $\sim 3\%$ da radiação líquida na folhagem do sobreiro.

Para comparar, nota-se que a condução de calor no solo, medida com duas placas de
25 condução localizadas sob a relva seca (albedo = 0.18 ± 0.02 ; $n = 225$), “mesmo” à superfície do solo, atingiu $14-16 \text{ W m}^{-2}$ no dia 28 de Agosto de 2001 (dados do CGE). O intervalo de um erro-padrão da média da condução sob a relva foi 31.9 ± 8.62 (entre 23 e 41 W m^{-2} ; $n = 34$) no período em análise. Dado que o albedo da relva e o albedo do sobreiro foram semelhantes entre si, dentro do erro, o nosso cálculo é aceitável,
30 admitindo que o índice de área foliar e o coeficiente de transmissão da relva sejam maiores que o da sobreiro. Em todo o caso, a condução sob a copa foi inferior a 10% da radiação líquida verificada na copa, um valor que é corrente considerar-se em culturas arvenses, semeadas em linha, e com $LAI > 2.7 \text{ m}^{-2} \text{ m}^{-2}$ (Allen *et al.*, 1998).

b) Solo húmido

A análise do balanço da radiação líquida feita para o solo eco aplica-se ao solo húmido, excepto que agora, o fluxo de calor latente (λE_s) da evaporação é introduzido. Concluimos no item anterior que a radiação líquida no solo ensombrado pela copa do sobreiro teve pouca expressão quantitativa, implicando que a evaporação ($E_{s,s}$) à sombra
5 seja essencialmente determinada pela sua componente aerodinâmica. Por conseguinte, no cálculo que se segue da evaporação à superfície do solo exposto ao Sol, a componente aerodinâmica da evaporação calculada pela equação de Penman-Monteith, é ponderada em área (ao contrário da componente “energética”), porque se admite que a
10 circulação do ar é bastante para assegurar uma distribuição espacial do défice DPV no ecossistema esparso relativamente uniforme.

Em *solo húmido* alteram-se a emissividade, o coeficiente de reflexão, a temperatura e a difusividade térmica quando comparado com o solo seco. Durante a evaporação, a humidade do solo é considerada a variar entre a capacidade de campo (θ_{cc}) e o seu valor
15 mínimo ($\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$); o seu valor representativo é $0.14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, durante um ciclo completo de evaporação da água na camada superficial com 11-13 cm de profundidade.

Para esse valor representativo da água evaporável (Allen *et al.*, 1992), a emissividade e o albedo estimados são $\epsilon_s(0.14) = 0.92$ e $\rho_s(0.32) = 0.23$ (equação [3.64]) e, a condutividade térmica, $1.71 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Quanto à temperatura do solo, recorda-se que
20 para condições atmosféricas idênticas, a 10 cm de profundidade, a temperatura média do solo húmido ($\theta = 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) no mês de Julho de 1998, foi igual a $38 \text{ }^\circ\text{C}$, variando entre 30 e $42 \text{ }^\circ\text{C}$ (Quadro 3.12). Então, mantendo $T_{s(\max)} = 44 \text{ }^\circ\text{C}$ à superfície, a *radiação líquida em solo húmido* (equação [3.63]) é estimada:

$$R_{n(\text{sh})} = (1-0.22)(900 \text{ W m}^{-2}) + (5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}) [0.86(285.7^4) - 0.92(316.4^4) \text{ K}^4] = 695 - 219 = 476 \text{ W m}^{-2}$$

25

Verifica-se que o albedo do solo húmido (*sh*), à capacidade de campo, diminuiu 35% (para $\rho_s(0.50) = 0.22$), enquanto a radiação líquida aumentou 9% em relação ao solo seco (mais claro do que o solo húmido). Para o período em análise, no solo “totalmente” seco ao ar, $k = 0.84 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (*cf.* Braud *et al.*, 1997; Campbell & Norman, 1998; ver
30 secção seguinte) e $G_{\max} = 201 \pm 19.8 \text{ W m}^{-2}$ ($n = 17$ [dias]). O resultado imediato é que

a relação $G_{\max} = 0.29R_{n(\text{sh})}$ indica que a condução máxima diminui apreciavelmente a energia disponível ($R_{n(\text{sh})} - G_{\max}$) quando o solo é humedecido.

Dentro das incertezas a condução calculada é consistente com resultados de outros estudos. Concretamente, a máxima condução de calor a 1 cm abaixo da superfície do solo não regado pode atingir 200 W m^{-2} (Paço, 2003) e mais do que isso quando o solo é regado (*e.g.*, 256 W m^{-2} ; *cf.* Horton & Wierenga, 1983). Mas, num solo muito seco, a condução é seguramente inferior, já que a sua condutividade térmica (k) aumenta com a humidade. No solo franco-limoso estudado por Horton & Wierenga (1983) a temperatura superficial atingiu $40 \text{ }^\circ\text{C}$ quando foi regado e $52 \text{ }^\circ\text{C}$ quando seco. Em função da humidade G variou entre 216 e 250 W m^{-2} , respectivamente, em solo seco e em solo húmido, até uma profundidade efectiva de vinte centímetros.

Os resultados sugerem que o aumento da radiação líquida no solo húmido, em relação ao solo seco, deveu-se não só à diminuição do albedo mas, também, ao aumento da capacidade calorífica e da condutividade térmica do solo; todavia, a relação entre esta última e a humidade do solo é relativamente complexa, devido à combinação de fases da água no solo. Ainda, para o valor intermédio da humidade do solo considerado acima, o aumento da radiação líquida em solo húmido é atribuível essencialmente à diminuição do albedo em 26%, já que a emissividade aumentou apenas 3.3%, no estreito intervalo 0.90–0.93. Por outro lado, apesar de a capacidade calorífica do solo quase duplicar com o humedecimento do solo, a temperatura radiométrica (a que é medida por um dispositivo remoto) da superfície, nos dois casos, é geralmente mais alta (máximo de $50 \text{ }^\circ\text{C}$ é comum no campo) do que a temperatura do ar ou da temperatura da folhagem, quando o solo está exposto ao Sol.

Tal como no solo seco, a elevada emitância (*e.g.*, $L_s = -536 \text{ W m}^{-2}$) do solo húmido sobreaquecido em relação ao ar é responsável por uma importante diminuição da radiação líquida; a emitância saldo ($L_{a,s} = -219 \text{ W m}^{-2}$) no solo é de facto superior à emitância saldo na folhagem ($L_f = -143 \text{ W m}^{-2}$), na realidade, o elemento com maior inércia térmica no fitossistema.

Esta análise sugere que o grau de compensação que existe entre a diminuição do albedo e o aumento da difusividade térmica no solo húmido, até o grau de saturação ~ 0.50 (Braud *et al.*, 1995; Andrade, 2001), em comparação com o seco não provoca uma diferença significativa na emitância. Neste âmbito, a comparação da temperatura

radiométrica do solo antes e depois de chover, levou Parton (1984) à concluir o mesmo e relação à temperatura radiométrica.

Justificadas as condições termo-radiativas e radiativas à superfície, podemos avançar no sentido de justificar a evaporação medida com base na resistência da superfície do solo evaporante.

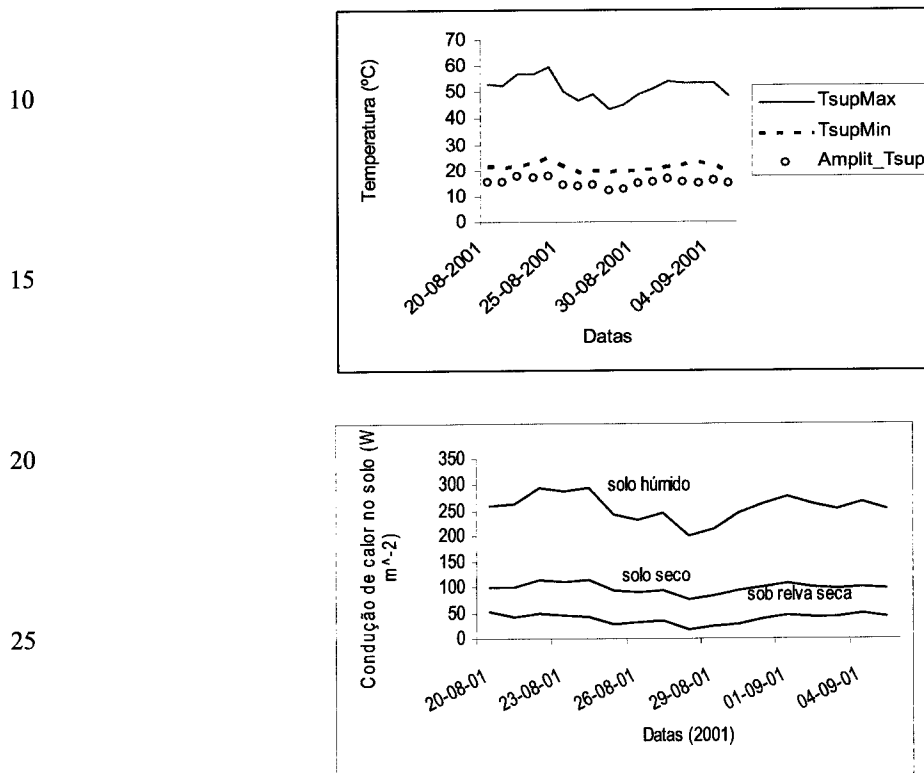


Fig. 3.58 **A:** Temperatura máxima, mínima e amplitude de flutuação térmica diárias à superfície e **B:** condução de calor no solo húmido, à capacidade de campo ($\theta_{cc} = 0.18-0.22 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), no solo seco ao ar ($\theta_a = 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), entre 20 de Agosto e 04 de Setembro de 2001. Albedo do solo seco ao ar: 0.29; albedo da relva: 0.19

c) Resistência da superfície do solo

A evaporação no solo é calculada pela equação de Penman-Monteith (P-M) ajustada às condições termodinâmicas à superfície do solo. Uma vez que todas as entidades são conhecidas, a incógnita é a resistência difusiva ($r_{s,v}$) da superfície do solo. A resistência aerodinâmica ($r_{a,v}$) ao fluxo de vapor de água é igualada à resistência aerodinâmica (r_a) ao fluxo de momento cinético que foi determinada para a área florestal envolvente à parcela de estudo, onde a taxa da evaporação foi medida também (Secção §3.7; Quadro 3.24), na sequência do humedecimento artificial do solo.

Vimos, então (*Secção* §3.7), para $ET_0 = 5.87 \pm 0.90$ mm dia⁻¹ referente a uma semana do período entre 20 de Agosto e 04 de Setembro de 2001, que a evaporação média igualou 2.58 mm dia⁻¹ (fluxo de calor latente, $\langle \lambda E_s \rangle = 6.62$ MJ m⁻² dia⁻¹) e o coeficiente de evaporação correspondente foi $\langle K_e \rangle = 0.44 (\pm 0.16)$. Verificou-se igualmente que o solo cedeu toda a água evaporável, residente na camada superficial com 11-13 cm de profundidade, ao fim de sete dias; mais rigorosamente, após ET_0 acumulada atingir 34 mm, desde o início o dia inicial.

(Nota: comparando com a transpiração na árvore, recorda-se que K_e médio foi substancialmente inferior ao coeficiente cultural de base, $K_{cb} = 0.86 \pm 0.31$, médio observado no sobreiro regado, durante o mesmo período, e os resultados de 2002 indicaram que o K_{cb} pode ser mantido àquele nível elevado ao longo de um período de várias semanas, em condições de adequado conforto hídrico em todo o solo enraizado).

Uma vez igualada a equação de Penman-Monteith ao fluxo de calor latente da evaporação observado, a solução numérica procurada foi atingida passo-a-passo por atribuição de valores sucessivos à resistência difusiva total, r_{tot} ($= r_{aV} + r_{s,V}$), até se verificar a convergência entre o valor calculado e o valor esperado de λE_s .

As condições iniciais que conduziram à determinação de $r_{s,V}$ por diferença ($= r_{tot} - r_a$), permitiram determinar, ainda, a resistência (r_R) ao fluxo do termo-radiativo, porque r_a (conhecida) está associada em paralelo quer com r_R (de determinação imediata) quer com a resistência convectiva ($r_c \approx r_a$) ao fluxo de calor sensível. Dada $r_a = 32.3$ s m⁻¹, a relação de base é $r_a = (r_c \times r_R)/(r_c + r_R)$, onde $r_R \approx \rho_a C_p / [4\sigma(\Delta T_{s,a})^3]$ (Monteith & Unsworth, 1992; Mu *et al.*, 2007) e a diferença térmica, $\Delta T_{s,a} = T_s - T_a$, representa o sobreaquecimento do solo em relação ao ar. No presente caso, $r_R = 226$ s m⁻¹ e $r_c = 37.7$ s m⁻¹.

A estimativa de E_s baseia-se nas condições climáticas típicas ao meio-dia solar com $R_{g(max)} = 900$, $R_{n(sh)} = 476$ W m⁻²; $T_a = 31$ °C (305.15 K), $e_s(T_a) = 4.49$ kPa, $DPV = 2.55$ kPa e $HR = 0.28$; $\Delta(T_a) = 0.16$ kPa/K; $\gamma = 0.067$ kPa/K; $\rho_a C_p = 1207$ J m⁻³ K⁻¹ (para o ar); $u(2) = 3.32$ m s⁻¹ (média no período: 1.76 ± 0.34 m s⁻¹), além de r_a acima indicada.

Entre o solo e o ar o défice de pressão vapor é $DPV_{s,a} = 6.074$ kPa (a altura de referência é comum à transpiração), sendo $e_s(T_s) = 9.11$ kPa e $\Delta(T_s) = 0.403$ kPa/K reduzidos pela humidade relativa, $h_s[\psi_m(\theta)] = \exp[(\psi_m M_w)/(RT_s)]$ (com $T_s = 44$ °C), de equilíbrio termodinâmico entre a fase gasosa e o potencial hídrico do solo.

A condução de calor no solo é necessária ao cálculo da energia disponível que alimenta a evaporação. A condução é estimada pelo método integral na camada superficial com profundidade efectiva igual a $2^{1/2}D$ (com $D = 0.129$ m) e a condutividade térmica é ajustada em função da humidade, usando a relação $k(\theta) = 7.9\theta + 0.6$; $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) para um solo similar (cf. Braud *et al.*, 1997; Taylor, 2000).

Em média, a amplitude de flutuação da onda térmica à superfície foi 15.2 ± 1.50 °C e, a temperatura superficial, $T_s(0) = 51.6 \pm 4.28$ °C ($n = 17$ [dias]). A temperatura que define a pressão de vapor no solo é um valor $T_s(z) < T_s(0)$ devido provavelmente à profundidade da camada superficial que determina a resistência difusiva do solo. Como medimos, $T_s(z) = 44$ °C, no solo húmido (ver item anterior). Qiu *et al.* (1994) mediram T_s igual a 40 °C e 50 °C, respectivamente, num solo arenoso húmido e 50 °C em solo seco, quando a radiação líquida foi $\sim 700 \text{ W m}^{-2}$.

Neste exercício, a evaporação é calculada para a mancha de solo artificialmente humedecida (com temperatura = 44 °C), com forma aproximadamente circular à superfície e a área igual a 1200 cm^2 (diâmetro médio de ~ 40 cm).

Consideramos que a evaporação da água no solo exposto ao Sol é independente do grau de coberto (C) vegetal nos ecossistemas agroflorestais esparsos e a evaporação na mancha de solo húmida assume-se como sendo representativa do campo; posteriormente a evaporação é espacialmente “agregada” utilizando C como factor de conversão, no esquema de superfície em “mosaico”, assumindo a homogeneidade espacial do solo. A evaporação “agregada” significa, na equação de P-M (equação [2.40]), não ponderar em área o termo da energia disponível pelo factor complementar $1-C$, e fazê-lo para o termo aerodinâmico.

A convergência procurada, com base no coeficiente de evaporação médio, já indicado, refere-se a um nível de défice hídrico moderado no solo e cuja humidade representativa corresponde a $\psi_m(0.14) = -170$ kPa e a $h_s(T_s) = 0.9999$ (cf. equação [3.25e]; Secção §3.5.3). A solução procurada, ou seja, o cálculo de λE_s observado, no caso, o máximo e a média diários de 216 e 137 W m^{-2} , respectivamente, verificou-se quase exactamente, com o erro de convergência igual a 0.0005.

O fluxo máximo de calor latente em condições de défice hídrico moderado, representou 46% da radiação líquida no solo húmido e a sua componente aerodinâmica foi 2.13 vezes superior à componente “energética”. A condução máxima de calor no solo representou 97% de λE_s (216 W m^{-2} ; 0.20 mm h^{-1}); pela mesma ordem, essas

relações diminuíram para 86% e 69%, quando a evaporação foi simulada à taxa máxima (407 W m^{-2} ; 0.37 mm h^{-1}), com o solo à capacidade de campo.

- 5 Quadro 3.39. Resistência total da superfície do ecossistema esparso em função da disponibilidade hídrica e das resistências do solo e da vegetação. $C = 0.08$.

Grau de disponibilidade hídrica	K_e	$r_{s,v}$ (do solo)	$r_{s,c}$ (da copa)	$\langle r_s \rangle$ (esquema “mosaico”)	$\langle r_{tot} \rangle$ ($\langle r_s \rangle + r_a$) (total)
Pleno	0.83	195	74.6	173	205
Moderado	a) 0.44	672	127	500	533
	b) 0.44	672	225	580	612
Muito baixo	a) 0.01	39 800	225	2 640	2 673
	b) 0.01	39 800	74.6	913	945

- 10 A associação em paralelo entre $r_{s,v}$ e $r_{s,c}$ permitiu estimar a resistência total $\langle r_{tot} \rangle$ do ecossistema ($C = 0.08$), embora sem a identificação da profundidade da frente de humedecimento da água do solo, associada a $r_{s,v}$. O quadro seguinte resume valores de $\langle r_{tot} \rangle$ referentes a diversos graus disponibilidade hídrica, para a evaporação no solo, combinados com os valores extremos da resistência estomática da copa, isto é, 74.6
15 (mínima primaveril) e 225 s m^{-1} (máxima estival) e, ainda, $r_{s,c} = 127 \text{ s m}^{-1}$ que representa conforto hídrico moderado.

- O Quadro 3.39 resulta de uma interpretação da resistência total da superfície considerando três cenários distintos; cada um deles reflecte uma combinação entre a resistência estomática da árvore e a resistência do solo, em função da humidade do solo.
20 Estas combinações têm em conta o tempo de residência da água evaporável, o tempo de residência da água disponível na zona das raízes e a combinação entre a resistência do solo e o valor representativo da resistência estomática coexistente. Após o fim das chuvas de Primavera, existe a fase em que a resistência estomática ($r_{s,c}$) e a resistência do solo ($r_{s,v}$), além de mínimas, são simultâneas; porém, a evaporação máxima segundo
25 resistência mínima do solo é efêmera. O início da fase em questão coincidiu com a distribuição vertical uniforme da água no perfil do solo igual à capacidade de campo (pelo menos até 1.2 m de profundidade), durou 30 dias ao fim dos quais ET_0 acumulou 195 mm e K_{cb} definiu o seu intervalo médio máximo em “pleno conforto hídrico”.

- Na fase intermédia, a resistência estomática do sobreiro continua a ser da classe
30 “mínima” durante várias semanas após E_s ter anulado (K_e “muito baixo”). A resistência estomática só atinge o máximo no Verão (e.g., 225 s m^{-1} , em 2002) quando a escassez

da água disponível limita transpiração, altura em que o intenso *stress* hídrico faz triplicar a resistência estomática observada na Primavera. No Verão, $r_{s,c}$ e $r_{s,v}$ são ambas máximas, logo, é-o também, $\langle r_{tot} \rangle$ da superfície heterogénea do ecossistema. Se entretanto a capacidade de campo for reposta na camada superficial já desidratada, o ecossistema recuperará a resistência mínima à superfície.

Para esta análise, $r_{s,v}$ foi estimado e combinado com $r_{s,c}$ para determinar $\langle r_s \rangle$ como a sua soma ponderada, segundo o esquema em “mosaico”. O menor valor de $\langle r_s \rangle$, no sobreiral jovem (Quadro 3.39) refere-se à evaporação no solo húmido à capacidade de campo e $K_e = \sim 0.8$ (semelhante a K_{cb} da árvore).

Quando a disponibilidade hídrica é moderada, a menor resistência total (533 s/m) representa o valor médio que caracteriza o ciclo completo de evaporação da água no solo que temos vindo a analisar. As resistências máximas extremas (para “muito baixo K_e ”) pretendem estimar $\langle r_{tot} \rangle$ associado a um valor suficientemente elevado da resistência do solo seco que dispense o artifício da “passagem ao infinito” desta última neste tipo de problemas biofísicos.

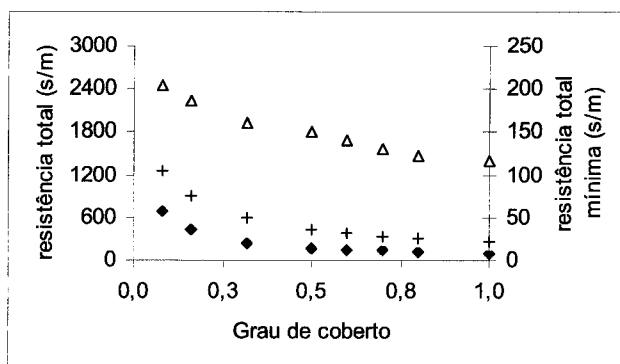


Fig. 3.59 Resistência total da superfície segundo o esquema em “mosaico”. *Eixo vertical esquerdo*: para resistência do solo seco máxima e mínima constantes e $r_{s,c}$ mínima (♦) ou máxima (+). *Eixo vertical direito*: com resistência mínima no solo e na copa.

De acordo com a simulação, o aumento da resistência do solo reflectiu-se de forma expressiva no aumento de $\langle r_{tot} \rangle$, quando o grau de conforto hídrico diminuiu de “pleno” para “moderado” e $\langle r_{tot} \rangle$ aumentou de 205 para 535 e 612 s m⁻¹, estes dois, em função do *stress* hídrico moderado e intenso na árvore, respectivamente.

A resistência do solo seco eleva-se a vários milhares de segundos por metro (van de Griend & Owe, 1994), quando a humidade reduz-se a valores inferiores ao coeficiente de emurchecimento. Se, para as herbáceas anuais, o valor extremo da resistência da superfície se pode associar ao potencial matricial de emurchecimento, no caso do
5 sobreiro, que é uma espécie sempre-verde, o valor arbitrário de $r_{s,v} = 2000 \text{ s m}^{-1}$, corresponde a $\theta = 0.055 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $K_e = 0.17$, $\psi_m(0.055) = -17.3 \text{ MPa}$ e $h_s(T_s) = 0.8884$. Nestas condições, a evaporação reduz-se para 1 mm/dia e a máxima resistência total eleva-se a 1258 s m^{-1} .

A máxima resistência total (e $\langle r_s \rangle$) diminui à medida que a área foliar transpirante
10 aumenta, aqui expressa pelo grau de coberto. A Fig. 3.59 ilustra três combinações entre a resistência do solo e a resistência da vegetação, sendo claro que a associação em paralelo entre elas implica a diminuição geométrica de $\langle r_{tot} \rangle$ em função de C . Verifica-se que, para o mínimo e o máximo de $r_{s,c}$, $\langle r_{tot} \rangle$ diminuiu de 685 ou 1258 para 107 ou
15 257 s m^{-1} , à medida que C aumentou em todo o seu domínio. Desde que a resistência estomática seja mínima, o valor mínimo de $\langle r_{tot} \rangle$ em função de C é 107 s m^{-1} , quando a vegetação cobre completamente o terreno. A partir deste ponto, o valor mínimo de $\langle r_{tot} \rangle$ poderá ser inferior ao valor indicado se a distribuição anual da precipitação for tal que o solo se mantenha mais húmido e se for contabilizado um factor $n > 1$ para contabilizar o facto e a vegetação ter estomas em ambas as páginas da folha.

20 A sazonalidade da precipitação pluviométrica do clima mediterrânico não proporciona a ocorrência da resistência total mínima absoluta porque existe uma alternância entre a limitação da evaporação pela baixa energia na estação das chuvas e pela baixa disponibilidade hídrica na estação seca.

No cômputo geral, verifica-se que os valores de $\langle r_{tot} \rangle$ atrás calculados diferem 107 s
25 m^{-1} determinado para o tipo de vegetação conhecida como “sparse tiger bush” da savana do Sahel, no Níger; desde 1997 este valor é utilizado como “constante” em modelos numéricos de meso-escala para estudos sobre a interacção entre a superfície e a camada-limite planetária da atmosfera (Mu *et al.*, 2007). De facto, os tipos vegetais são funcionalmente mais diversificados na transecta tropical referida e as resistências
30 mínimas de diferentes tipos de superfície relativamente homogéneas foram estimadas por Taylor *et al.* (1997) que as definiram, após calibração para a estação das chuvas, entre 80 s/m , nas áreas de vegetação densa ($C = 0.70$), 105 na “fallow savana” ($C = \sim 0.3$) e 210 s m^{-1} , para o solo arenoso.

As resistências determinadas para a savana tropical do Níger foram estabelecidas a partir da combinação de observações pertinentes feitas em várias escalas espaciais e temporais, quer produzidas por satélites e por sensores aerotransportados quer através de medições das componentes de fluxo transpiratório e energético à superfície no terreno (Gash *et al.*, 1997). Referimo-nos às medições efectuadas ao longo da transecta internacional do programa HAPEX-Sahel, para a savana tropical (localmente designado “tiger bush”) cujo coberto vegetal é arbóreo-arbustivo esparso, no SW do Níger (*cf.* Gash *et al.*, 1997; Taylor *et al.*, 1997; Taylor, 2000).

Por sua vez, para verificarem um algoritmo utilizando o ambiente computacional do modelo MODIS (“MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer”), Mu *et al.* (2007) fixaram, com base em análise de sensibilidade, $\langle r_{tot} \rangle = 50 \text{ s m}^{-1}$ (escolha entre 50 e 1000) como o limite mínimo desta variável e, com isso, após a verificação do algoritmo, geraram o mapa global da evapotranspiração, para o ano de 2001, com aproximação estatisticamente significativa, quando compararam os valores medidos pelo método de Bowen. A média do grau de coberto dos dezanove biomas (dos USA) de referência utilizados no estudo foi 0.31 ± 0.09 (entre 0.12 e 0.40), entre os quais 0.27 para uma savana localizada na Califórnia (38.43 ° N; -120.97 W).

Para o grau de coberto médio indicado, pode simular-se $\langle r_{tot} \rangle = 107 \text{ s m}^{-1}$, considerando $r_{s,v} = 88 \text{ s m}^{-1}$ (com $0.145 < \theta < 0.22 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), dividir $r_{s,c}$ (= 74.6) por $n = 1.35$ e 55 s m^{-1} para a vegetação. Esta resistência mínima da vegetação, associada a $C = 0.31$, não estima $\langle r_{tot} \rangle = 50 \text{ s m}^{-1}$ (*cf.* Mu *et al.*, 2007), mesmo que a resistências do solo diminua para 50 s m^{-1} ; sendo assim, $\langle r_{tot} \rangle = 50 \text{ s m}^{-1}$ afigura-se baixo para ser considerado um valor representativo da maioria dos biomas vegetais e muito menos para a estação húmida na transecta internacional do HAPEX-Sahel, onde C varia entre 10 e 70% (Taylor *et al.*, 1997). Isto significa que é necessário eleger um critério universal que possibilite a determinação do valor mínimo de $\langle r_{tot} \rangle$, essencialmente a componente não aerodinâmica, $\langle r_s \rangle$.

d) Síntese

A formulação de Penman-Monteith (P-M), do tipo mono-laminar, permitiu resolver satisfatoriamente o balanço energético à superfície do solo franco-arenoso estudado. Nesta base, a taxa da evaporação da água observada no solo foi justificada mediante a especificação da resistência ($r_{s,v}$) da superfície do solo, ao nível da micro-escala

espacial. A combinação entre a resistência do solo e a resistência da vegetação identificou resistência difusiva total $\langle r_s \rangle$ da superfície. Realmente importante é o facto de $\langle r_s \rangle$ ser única para cada balanço energético.

Neste estudo, após a determinámos de forma independente de todos os termos envolvidos no balanço energético à superfície, pudemos estimar $\langle r_s \rangle$ que correspondesse ao balanço energético ao nível da micro-escala, como já foi descrito. É a esta escala espacial que os processos biofísicos devem ser compreendidos, pois, tão importante como a determinação da resistência total mínima é apurar o algoritmo de cálculo. Entre as resistências à superfície, concluímos com base na simulação feita que a resistência do solo carece de um critério de cálculo universal, ou, alternativamente que seja calculada dinamicamente.

Vários estudos destinados a resolver o problema do balanço energético ao nível da meso-escala espacial da superfície terrestre têm recorrido a formulações do tipo P-M que são ajustadas ao grau de heterogeneidade da superfície (Gash *et al.*, 1997; Um *et al.*, 2007), mas, Lhomme & Chehbouni (1999) denunciaram inconsistências na sua aplicação a casos concretos. Na verdade, o ideal é medir todas as componentes de fluxo energético envolvidas e depois averiguar a representação formal da que melhor as agregue ao nível da escala pretendida.

As técnicas numéricas existentes para a agregação dos fluxos energéticos em ecossistemas esparsos têm produzido resultados satisfatórios. Adequadamente calibrados, os modelos usados descrevem as observações feitas no terreno, durante o mesmo período de tempo, e permitem aceder às diferentes componentes de fluxo energético relevantes ao nível da meso-escala espacial. Assim, ajudam-nos a compreender melhor em que medida e como o estado e balanço energético à superfície influencia o estado termodinâmico da camada-limite da atmosfera (*e.g.*, Gash *et al.* 1997; Taylor *et al.*; 1997; Mu *et al.* (2007).

A formulação do tipo P-M explica com rigor aceitável o balanço energético da superfície evaporante “laminar”, mas, quando estão envolvidas medições sobre superfícies heterogêneas, como, por exemplo, as superfícies dos ecossistemas com coberto vegetal esparsos, que ofereçam uma cobertura incompleta ao terreno, o modelo em mosaico recomenda o tratamento independente da superfície do solo e da vegetação.

A questão que emerge no caso das superfícies heterogêneas é a localização aparente dos “planos zero” das fontes/sumidouros dos fluxos relevantes, nomeadamente, no que se refere aos fluxos convectivos do calor sensível e do calor latente da evaporação,

estabelecidos com a atmosfera. Neste sentido, e dentro do erro, o ajustamento do perfil do vento e a determinação da resistência aerodinâmica ao fluxo do momento cinético é um passo importante em todo o procedimento experimental, como mostrámos. O modelo é pouco sensível a r_a .

5 Em geral, os cálculos envolvidos negligenciam a advecção e apoiam-se na orientação vertical dos fluxos convectivos de interesse, mas quase sempre, a informação obtida ao nível da micro-escala cria problemas técnicos de integração espacial.

Apesar das diferenças de escalas espaciais e temporais e entre as metodologias utilizadas, a variação do grau de coberto permitiu verificar consistências entre a
10 estimativa da resistência difusiva do solo e do ecossistema, ao nível da micro-escala espacial, estimadas no presente estudo, e a resistência da superfície estimada para a estação das chuvas e referente à meso-escala espacial da savana tropical do Níger (*cf.* Gash *et al.* 1997; Taylor *et al.*; 1997). A resistência total que estimámos para a parcela experimental, com pequeno grau de coberto, foi concisamente superior aos valores
15 referidos para vegetação mais muito mais densa.

Em termos de modelação é conveniente descrever a resistência da superfície do solo ao fluxo do vapor de água, através do seu valor mínimo em solo saturado, e depois ajustar a resistência actual com uma função de ajustamento que exprima o seu aumento em função da humidade e da profundidade da frente de humedecimento. Neste sentido
20 deve ser um objectivo estabelecer a relação funcional entre $r_{s,v}$, θ e a profundidade da camada superficial do solo onde se localiza a frente de humedecimento.

Na camada superficial com 5 cm de profundidade, van de Griend & Owe (1994) observaram que a resistência do solo só começou a aumentar quando a humidade do solo diminuiu para $15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, correspondente à metade da humidade à capacidade de
25 campo. No solo franco arenoso estudado aqui, $r_{s,v}$ foi estimada em condição hídrica semelhante e, por isso, pode considerar-se o valor obtido como pertencente à classe da resistência típica verificável no campo, ao longo de um ciclo completo de dessecação do solo. Além disso, recorreremos à logística simples descrita.

A importância eco-hidrológica de que se reveste a reciclagem da água do solo para a
30 atmosfera pelos ecossistemas vegetais requer que estudos do tipo aqui descritos sejam adequadamente replicados no espaço, para melhor representarem a heterogeneidade da superfície. Neste âmbito é urgente eleger e proceder-se à calibração de um modelo de superfície existente às condições edafoclimáticas do montado. No que se refere à

determinação directa da evaporação da água no solo, esta deve ser associada à determinação sistemática da evolução temporal da taxa máxima da evaporação, do valor da humidade do solo a partir da qual a evaporação começa a diminuir e da humidade do solo mínima que anula a evaporação.

- 5 O objectivo pretendido é estabelecer uma sólida relação entre o fluxo de calor latente e a humidade no solo, requerida pelos modelos eco-hidrológicos emergentes (Guswa *et al.*, 2004; Guswa, 2005; Baldocchi *et al.*, 2004). A tarefa apenas começou com a abertura de novas fronteiras de investigação científica na gestão eco-hidrológica dos ecossistemas vegetais, nomeadamente dos ecossistemas agroflorestais e das bacias
- 10 hidrográficas em zonas de clima semi-árido (*cf.*, Joffre *et al.*, 1999; Bond, 2003; Angel *et al.* 2005; Kurz-Besson *et al.*, 2006).

3.10.5 | Curva anual do fluxo de calor latente transpiratório e calibração da equação de Penman-Monteith

A. Curva sazonal do fluxo de calor latente

Quando a radiação líquida na copa não é medida, existe a possibilidade de a estimar com base na extrapolação das relações numéricas apresentadas no Quadro 3.38, em condições de solo e clima semelhantes àquelas para as quais foram originariamente obtidas. As curvas da radiação líquida e do calor latente máximo apresentadas aqui (Fig. 3.60), para o ano de 2002, foram geradas a partir da curva anual da radiação solar global (R_g), com base nos coeficientes de conversão já resumidos no Quadro 3.38 e que foram obtidos em 2001.

Em particular, o fluxo do calor latente potencial máximo, λE_{est} (Fig. 3.60), da transpiração da árvore foi estimado através da seguinte relação empírica, estabelecida em 2001:

$$\lambda E_{est} = 0.59R_g \quad [3.67]$$

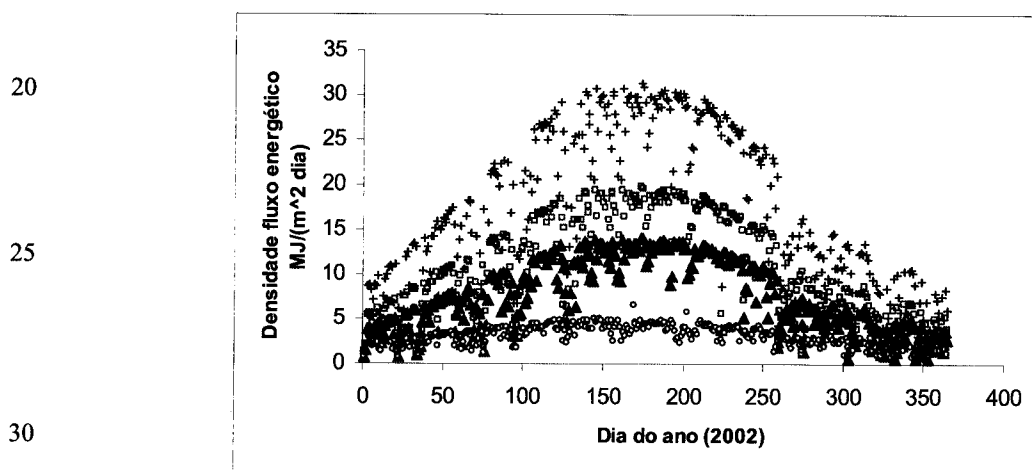


Fig. 3.60 Densidade de fluxo energético diário ($\text{MJ m}^{-2} [\text{solo}] \text{dia}^{-1}$) na copa do sobreiro ($c = 0.78$): variação sazonal dos integrais diários (de cima a baixo) da (\times) radiação solar global; (\circ) radiação líquida; (“triângulos”) fluxo de calor latente potencial máximo e (\bullet) fluxo de calor latente actual (correspondente à curva de extracção de água da Fig. 3.52).

Num primeiro passo, a densidade de fluxo da transpiração (extracção) calculada foi comparada com os valores observados correspondentes, antes utilizados na estimativa

da área xilémica efectiva do sobreiro, no âmbito da análise do fluxo de seiva (equação [3.56] (p. 272; Fig. 3.50) que justificara o balanço hídrico no solo, em torno da árvore. A justificação do balanço hídrico que legitimou a utilização da equação [3.56] (cf. Quadro 3.39) para gerar a curva anual da taxa de extracção máxima diária, $\langle \lambda U_{p(\max)} \rangle$.

5 Esta é tida como “taxa de extracção máxima potencial” observada, enquanto a extracção actual (*i.e.*, $U = \min (U_{\max}(t); ET_o)$) foi ajustada através da condutância estomática tomada em função do *DPV*, nos moldes descritos na *Secção* §3.9.3.1.

A variação da radiação solar global foi provocada pela intermitência da nebulosidade e da precipitação pluviométrica, ao afectarem o coeficiente de transmissão da atmosfera.

10 Este efeito reflectiu-se na nas variações evidentes da irradiância, por sua vez, transmitidas às outras componentes do balanço energético (Fig. 3.60). No entanto, a envolvente máxima da R_g indica que esta a irradiância variou entre valores mínimos de cerca de 10 e o máximo de 31 MJ m⁻² dia⁻¹. A radiação líquida evoluiu entre cerca de 5.0 e o máximo de 20.0 MJ m⁻² dia⁻¹. Ao longo do ano, a entrada bruta total de energia
15 pura no ecossistema acumulou 6.11 GJ m⁻², enquanto a radiação disponível na folhagem totalizou 3.91 GJ m⁻².

O integral diário do fluxo de calor latente máximo potencial, $\lambda U_{\max,p}(t)$, determinado como fracção fixa de R_g (equação [3.67]) variou ao longo do ano entre praticamente 4.8 MJ m⁻² dia⁻¹ (média em Janeiro) e o máximo absoluto de *ca.* 18 MJ m⁻² dia⁻¹, entre os
20 dias 145 e 188. No período em que o sobreiro extraiu a água do solo intensivamente, a média diária de $\lambda U_{\max,p}(t)$ atingiu 16.0 MJ m⁻² dia⁻¹ (coeficiente de variação igual a 1.98). O integral anual do fluxo de calor latente da árvore ascende a 3.62 GJ m⁻² por ano.

A curva actual do fluxo de calor latente potencial da transpiração seguiu a mesma
25 tendência unimodal da evolução sazonal das outras curvas presentes na Fig. 3.60, mas de uma forma muito suave devido ao controlo da condutância estomática; não tendo excedido os 5 MJ m⁻² dia⁻¹, correspondeu à dissipação total de 1.09 GJ m⁻² por ano.

Expresso por unidade de *LAI*, o fluxo de calor latente anual foi 308 MJ m⁻² [folhas] por ano; este índice é semelhante a 275 e 261 MJ m⁻² por ano, referente à
30 evapotranspiração anual (entre 841 e 1319 MJ m⁻²) de um ecossistema em maturidade (*LAI* das árvores: 3.06), cuja dinâmica foi simulada para 500 anos, segundo o padrão centenário do clima temperado e restringida à variação climática anual (Friend *et al.*, 1997). Este índice é calculado como 296 MJ m⁻² por ano em relação à

evapotranspiração (381 mm ano^{-1}) de a uma savana na Califórnia (Baldocchi *et al.*, 2004).

Esta análise simplificada em torno das componentes de fluxo de energia ao nível da árvore, num ecossistema para o qual a resistência aerodinâmica se justificou constante no espaço é, também, realisticamente válida para um sobreiral cujo estrato arbóreo seja contínuo e ofereça ao solo o grau de coberto (C) igual a 0.778 (~ 0.8), o valor presente no Quadro 3.25. Um requisito essencial para a utilização deste critério é que seja constante o coeficiente de extinção e o coeficiente de reflexão da copa do sobreiro e, obviamente, o índice de área foliar. Nestes termos, a curva sazonal do fluxo de calor latente da transpiração, em conforto hídrico, pode calcular-se com segurança como fracção fixa da radiação global, para as condições ambientais especificadas até aqui.

As conclusões apresentadas no parágrafo anterior constituem, *a priori*, uma garantia favorável à possibilidade da parametrização da equação de Penman-Monteith (Monteith, 1973; Monteith & Unsworth, 1990: 247) para árvores isoladas e inseridas em cobertos florestais esparsos.

B. Calibração da equação de Penman-Monteith em três níveis de organização

A equação de Penman-Monteith (P-M) considera a superfície da vegetação transpirante como uma “folha gigante” (*big-leaf*). O modelo inclui a resistência aerodinâmica (r_a) que controla as trocas de calor sensível e a resistência estomática (r_e) que exprime o controlo fisiológico da taxa transpiratória (Monteith & Unsworth, 1990: 250; Smith *et al.*, 1992; *cf. p.* 47). A transposição da equação de P-M da folha para a superfície vegetal e para o ecossistema pressupõe mudanças de escala e a inclusão do solo. Em ecossistemas espacialmente homogêneos e com o solo completamente coberto aplica-se o esquema em série “árvore \times solo”, de uma camada; em ecossistemas suficientemente esparsos, recorre-se à representação da superfície pelo esquema em paralelo “árvore + solo” de duas camadas. Aqui, a técnica de integração espacial das componentes de fluxo energético entre a folha/árvore e o fitossistema recorre à sua soma ponderada em área dos fluxos medidos nas duas camadas.

Do ponto de vista computacional, a ligação entre a superfície e atmosfera é assegurada através da resistência aerodinâmica total determinada no troço atmosférica da camada-limite planetária (*CLP*) que interage com a vegetação, a dois metros acima da superfície. Em agrometeorologia, este paradigma é aplicado no âmbito do *SPAC* para

a determinação do fluxo de calor sensível e de calor latente (λE) da evaporação em superfícies húmidas, onde a “folha gigante”, interposta entre o substrato e a atmosfera, na altura de referência, funciona como fonte ou sumidouro de fluxos.

Em termos físicos, a analogia da equação de P-M com a lei de Ohm (*intensidade de*
5 *fluxo = diferença de potencial ÷ resistência*) da corrente eléctrica contínua, permite
representar cada compartimento do contínuo (e.g., solo, planta e atmosfera) por um nó e
os nós são ligados entre si por resistências, na réplica geométrica do modelo do tipo
SVAT (“Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer model”), geralmente ignorando a
capacitância hídrica da planta (Baldocchi, 2005). A capacitância hídrica
10 conceptualmente relevante aqui é a capacitância da árvore, mas dado ser claramente
pequena em comparação com o integral da transpiração diária (Lhomme *et al.*, 2001;
Domec *et al.*, 2004) é numericamente negligenciada.

Em termos de fluxo, em cada unidade de tempo, a distância percorrida por uma
unidade de massa do vapor de água entre a superfície evaporante (fonte) e a atmosfera
15 (sumidouro) é medida pela r_a ; e sob as mesmas condições de forçamento atmosférico (e
para o mesmo estado fenológico da planta), o que distingue as taxas de fluxo do calor
latente, proveniente de diferentes fontes no ecossistema, é a resistência intrínseca da
superfície (r_s) evaporante. Numa folha, r_s é a resistência estomática, neste contexto, a
métrica adequada da fisiologia da transpiração (Monteith, 1973). Vimos que a
20 resistência estomática da folha é transformada sucessivamente na resistência da
estomática da árvore (folhagem) e na resistência da estomática do coberto vegetal,
mediante o uso de escalares adequados e já identificados, neste estudo.

As variáveis atmosféricas necessárias à aplicação da equação de P-M (*vide* “Material
e Métodos”) são a radiação solar, a temperatura do ar, o défice de pressão de vapor e a
25 velocidade do vento e , paralelamente, a condução (G) de calor no solo que ajusta a
energia disponível do ecossistema.

Concretizando, no que se segue, a equação de P-M será aplicada em três níveis de
organização:

30 *i*) à “folha gigante” em que será avaliado até que ponto a copa de uma árvore poderá
ser “desdobrada” numa “folha gigante”. Neste esquema, a condução de calor no solo é
nula, logo, a taxa de evaporação (E_s), também;

ii) à árvore individualizada (isolada), melhor, à associação em série “solo × árvore” em que o domínio espacial é restringido à área da projecção da copa sobre o terreno. Neste “módulo”, a folhagem, dividida entre a fracção iluminada e a fracção não-iluminada, constitui uma fonte/sumidouro dual de trocas gasosas (*e.g.*, νH_2O , CO_2) e de energia; E_s é feita função de G e da importância relativa da taxa transpiratória da copa; por sua vez G é uma parcela do balanço da radiação à superfície do solo sob a copa, elaborado na base da fracção $\tau_c(1-\rho_s)$ da radiação global incidente nessa superfície;

iii) à plantação de árvores, ou seja, à associação em paralelo “solo + árvore” das associações em série “solo × árvore”, definindo um fitossistema cuja componente vegetal é uma “monocultura”, de natureza dual (ver *ii*) e estruturalmente esparsa; a superfície do solo é, também, fonte dual da evaporação da água.

A seguir, procedemos à estimativa do fluxo de calor latente (λU_{\max}) observado segundo o esquema dual “solo + sobreiro”, com base nas condições médias ao meio-dia solar (já sobejamente analisadas) e referentes ao período entre 15 de Maio e 15 de Junho (2002).

Para a aplicação directa da equação de P-M, repetimos a informação necessária: $LAI = 3.54$ e $L_i = 1.56 \text{ m}^2$ [folhas] m^{-2} [solo]; taxa transpiratória molar da folha, $T_{\text{rf}(\max)} = 5.89 \text{ mmol m}^{-2}$ [folha] s^{-1} ; taxa transpiratória da copa, $T_{\text{rc}(\max)} = 4.13 \text{ kg m}^{-2}$ [folhas] dia^{-1} ; taxa de extracção de água pela árvore, $U_{\max} = 6.44 \text{ kg m}^{-2}$ [solo] dia^{-1} ; na copa: albedo, $\rho_{\text{cp}} = 0.182$ e coeficiente de transmissão $\tau_c = 0.143$; resistência estomática mínima da copa, $r_c = 74.7 \text{ s m}^{-1}$ (*p.* 236); $R_g = 852 \pm 40.8 \text{ W m}^{-2}$ ($n = 10$); $L = -143 \text{ W m}^{-2}$ (diferença entre as emitâncias folhagem/ar); $u_2 = 1.52 \pm 0.40 \text{ m s}^{-1}$ (vento a 2 m), $u^* = 0.27 \text{ m s}^{-1}$ e $r_a = 22.9 \pm 5.09 \text{ s m}^{-1}$; $DPV_{FA} = 3.08 \text{ kPa}$ [DPV entre a folhagem ($31 \text{ }^\circ\text{C}$, $e_s(31 \text{ }^\circ\text{C}) = 4.49 \text{ kPa}$) e o ar ($HR = 0.41$, $T_a = 28.0 \pm 4.7 \text{ }^\circ\text{C}$, $e_a = 1.41 \text{ kPa}$)]; $\Delta(T) = 0.26 \text{ kPa}/^\circ\text{C}$ (derivada da curva $e_s(T)$ com $T = (31+28)/2 = 30^\circ\text{C}$); a constante psicrométrica ajustada é $n\gamma^* = n\gamma(1 + r_c/r_a) = 0.29n \text{ kPa}/^\circ\text{C}$, em que $n = 1$ para uma folha anfiestomatosa (como no sobreiro) e $n = 2$ para uma folha hipoestomatosa) e $\rho_a C_p = 1207 \text{ J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ (ar). A radiação líquida no sistema pode ser “isotérmica” (R_{ni}) ou não, em função de cada caso particular.

Quanto à condução de calor no solo, é preciso identificar as condições extremas de fluxo, ou seja, a condução mínima (G_{\min}), sob a copa (variável), e a condução máxima (constante) em solo seco exposto à radiação solar, a meio do dia e sob céu limpo (G_{\max}

= 98.6 W m^{-2} ; em solo totalmente seco; 154 W m^{-2} , ao coeficiente de emurchecimento). Recordamos que aquando do cálculo da condução de calor simultaneamente sob a copa e em solo exposto ao Sol, foi verificada a relação $\langle G_p \rangle = 0.155R_{ni}$ (ou $0.68R_{ns}$, ou $0.10R_g$; *p.* 240). O albedo do solo seco é $\rho_{s(\max)} = 0.29$ (alínea *c*), *p.* 242).

5

Caso 1: a “folha gigante propriamente dita; $G = 0$. Comparando os níveis de integração organizacional “copa/folhagem” e o domínio da árvore, representado pelo esquema em série “solo \times árvore”, quando $L_i = 0.5LAI$ (ou seja, $f_i = 0.5$), o resultado do escalonamento entre ambos acaba por produzir uma compensação numérica “exacta” da condutância estomática e da taxa da transpiração, dando a ilusão de invariância com a mudança de escala, quando as folhas são anfiestomatosas ($n = 1$).

10

Esta aparente “invariância” só acontece quando L_i é unitário (ou $LAI = 2$) neste modelo de “folha gigante”, o que permite conservar o valor original da condutância estomática ou da transpiração foliar, quando são expressas por unidade de área (A_p) do solo, o reservatório de água. Esta mera coincidência numérica pode potenciar o uso da taxa transpiratória (T_{rf}) da folha como sendo “igual” à taxa de extracção (U) de água pela árvore (expressa por unidade de área de A_p), na perspectiva deste estudo.

15

Em princípio, a aparente igualdade entre T_{rf} e U pode ser frequente porque o valor de f_i em copas com configuração definitiva, tende para 0.5, representando este valor a probabilidade média da função de densidade de probabilidade binomial, que pode descrever o processo de intercepção da luz pelas folhas na folhagem com distribuição aleatória do ângulo vertical (ver Campbell & Unsworth, 1998).

20

Contudo, uma folhagem real não é, obviamente, uma “folha gigante”, pelo que a abstracção da copa como “folha gigante equivalente” deve ser precedida das transformações pertinentes; estas passam essencialmente pela determinação do albedo e da resistência aerodinâmica daquela representação conceptual. O albedo da “folha gigante” é 0.23 (o valor já obtido para uma folha horizontal, algures neste estudo) e é igual a 1.16 vezes o albedo da copa; por isso, a copa real é opticamente mais rugosa (mais escura) do que a folha (mais clara do que o conjunto).

25

Parece também coerente usar, para as variáveis de fluxo na folha, as médias aritméticas das máximas da taxa transpiratória e da condutância estomática, respectivamente, $\langle T_{rf(\max)} \rangle = 9.01 \pm 0.42 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} [\text{folha}] \text{ s}^{-1}$ e $\langle g_{\max} \rangle = 355 \pm 45.9 \text{ mmol [vH}_2\text{O] m}^{-2} [\text{folha}] \text{ s}^{-1}$ (Anexo 3) ponderadas por $f_i = 0.44$ (observado); este procedimento reduz a transpiração na copa para $\langle T_{rc(\max)} \rangle = 3.96 \text{ mmol m}^{-2} [\text{folha}] \text{ s}^{-1}$ (o

30

fluxo de calor latente é $\langle \lambda T_{rc} \rangle = 175 \text{ W m}^{-2}$) e a condutância estomática da copa para $\langle g_{c(\max)} \rangle = 156 \text{ mmol m}^{-2} [\text{folha}] \text{ s}^{-1}$; a equivalente resistência estomática mínima emerge como $\langle r_{c(\min)} \rangle = 265 \text{ s m}^{-1}$.

5 A resistência aerodinâmica (r_a') da “folha gigante” calcula-se adicionando à resistência aerodinâmica (r_a), resultante da definição do perfil do vento do vento, a outra parcela (r_b) associada em série, que se desenvolve na parte da camada-limite do troço aéreo em interacção com a superfície rugosa, onde domina a difusão molecular e, onde, segundo Thom (1975; *cit.* Monteith & Unsworth, 1990: 248), $r_b = 6.2(u^*)^{-0.67} (\text{s m}^{-1})$. Assim, para o valor indicado da velocidade de atrito (página anterior), determina-se $r_b =$
10 14.9 s m^{-1} , obtendo-se $r_a' = 37.8 \text{ s m}^{-1}$. Naturalmente, $G = 0$, como indicado.

Feitas as devidas substituições, resulta a radiação líquida isotérmica (a $28 \text{ }^\circ\text{C}$) na “folha gigante equivalente”, $R_{ni}' = 513 \text{ W m}^{-2}$. O resultado mostra que, nestas condições, o fluxo de calor latente (observado) é sobrestimado em apenas 14% pela equação de P-M. Nesta simulação, a radiação absorvida atingiu 77% da radiação global.

15

Caso 2: árvore ou associação em série “árvore \times solo”; G como função de LAI. Nesta associação (escala elementar), a modelação realisticamente mais simples, com $f_i < 1$, divide a copa em duas camadas ou fontes de fluxo, logo, do fluxo de calor latente da transpiração (λT_{rc}) e de momento cinético, em que a folhagem é subdividida numa
20 fracção iluminada e noutra não iluminada. A folhagem está em série com o solo ensombrado, onde a irradiância depende da função de transmissão espectral $\tau_{c(\text{solar})} = \exp(-0.5LAI)$.

Assim, este modelo é bilaminar na árvore e dual; existem duas superfícies com propriedades termo-radiativas díspares, criando a necessidade de determinar a
25 temperatura representativa do sistema, aqui, aproximada como $28.0 \text{ }^\circ\text{C}$ ($= [(28+27.15)^4 + (28 + 2.8 + 273.15)^4]^{0.25}$); a temperatura média do ar é $28 (\pm 4.71 \text{ }^\circ\text{C}; n = 32)$ e o solo ensombrado pela copa é $2.8 \text{ }^\circ\text{C}$ mais quente. O solo exposto tem temperatura máxima $T_{s(\max)} = 50.2 (\pm 6.67 \text{ }^\circ\text{C}; n = 32)$, calculada pelo modelo empírico de Parton (1984), para o período em questão.

30 Como a temperatura representativa iguala a do ar, a radiação líquida resultante é isotérmica. A radiação líquida resultante na copa foi 640 W m^{-2} , com $L = -143 \text{ W m}^{-2}$. A condução de calor no solo ensombrado pela copa é calculada como sendo 22% da radiação global transmitida ao substrato, tal como foi observado em solo nu. Neste caso,

a fracção da irradiância que atinge o solo sob a copa é dada por $\tau_{c(\text{solar})}[(1-\rho_s(\theta))] = 0.17(1-0.29) = 0.12$, que representa 102 W m^{-2} , donde $G = 22 \text{ W m}^{-2}$.

O termo de longo de comprimento de onda ($L_{a,ss}$) da radiação líquida sob a copa, $R_{n,ss}$, depende da temperatura do solo aí; no caso, em análise, estima-se $R_{n,ss} = -40 \text{ W m}^{-2}$ e a energia disponível $R_{n,ss} - G = -60 \text{ W m}^{-2}$.

Procedendo às substituições pertinentes, a equação de P-M calcula $\lambda ET = 393 \text{ W m}^{-2}$, o que subestima em 2.7% a perda de calor latente ($\lambda U_{\text{max}} = 405 \text{ W m}^{-2}$) observada. A radiação líquida no solo sob a copa atinge 13% da radiação líquida na copa, ao meio-dia solar. Conclui-se que o *Caso 2* é um modelo mais fiável à representação do ecossistema à escala elementar do que a “folha gigante equivalente” (“*Caso 1*”); de facto, se o *SPAC* for reproduzido em torno da árvore, como no presente caso, o erro de convergência diminui 5 vezes em relação à “folha gigante equivalente”.

Finalmente, a resistência difusiva total do coberto vegetal equivalente e homogéneo (com $C = 0.78$; $LAI = 3.54$) pode calcular-se como $r_{\text{tot}} = r_a + r_b + r_c = 22.9 + 14.9 + 74.7 = 112 \text{ s m}^{-1}$ (ver acima), sem ponderação em área.

Caso 3: fitossistema ou associação em paralelo “solo + árvore”; $G > 0$. Ao contrário do *Caso 2* (escala elementar do *SPAC*), a distribuição esparsa das árvores (com $C < 0.60$) no ecossistema permite que a fracção $1-C$ da superfície do terreno exposta ao Sol possa constituir, quando húmida, uma importante fonte de fluxo de vapor de água, em condições favoráveis. De facto, a evaporação máxima no solo, observada em ecossistemas esparsos, pode dissipar entre 60% a 80% da energia disponível, na savana tropical (Gash *et al.*, 1997; Taylor *et al.*, 1997; Taylor, 2000), enquanto que o fluxo de calor latente máximo numa savana mediterrânica pode ascender a 80%–95% (~88%) da evapotranspiração de equilíbrio em pleno conforto hídrico (Baldochi *et al.*, 2004), em média, 79% da evapotranspiração de Priestley-Taylor. Neste exercício, a evaporação no solo é nula e a transpiração do sobreiro é máxima, caracterizada pelo seu coeficiente cultural ($K_{cb} = 0.85$).

Sob irradiância máxima, na Primavera-Verão, a emitância emanada pela superfície do solo em campo aberto atinge valores máximos, quando a temperatura superficial ultrapassa, com relativa frequência da ordem de $50 \text{ }^\circ\text{C}$. Portanto, para este cenário (e considerando o sobreiral), o modelo utilizado é uma representação dual do ecossistema.

As duas fontes de vapor de água são independentes entre si e estão associadas em paralelo, a saber, a componente vegetal (o conjunto das representações do *Caso 2*),

ponderada por C ($= 0.53; 0.08$), e a superfície do solo; na fracção exposta $1-C$ do solo ocorre a taxa máxima da evaporação e na fracção ensombrada a evaporação é negligenciável, em virtude da diminuta energia disponível.

5 Naturalmente, C é o escalar utilizado na mudança de escala entre a árvore e a plantação; esta operação determina a condutância estomática da plantação (e.g., $\langle g_{p(\max)} \rangle = g_{\max} \cdot L_i \cdot C$) e o fluxo de calor latente “total” ou “agregado” (e.g., para fluxo máximo, $\langle \lambda U_{p(\max)} \rangle = \lambda T_{\text{rf}(\max)} \cdot L_i \cdot C$; a componente devido à “intercepção” –Valente *et al.*, 1997; David (2000) – é nula na ausência de chuva).

10 Neste ponto, anotamos que é intuitiva a noção de que exista, em geral, um valor crítico (C_{crit}) do grau de coberto, a partir do qual as médias de f_i e L_i (que tendem a diminuir durante o dia entre o nascer do Sol e a sua posição zenital) deixam de ser independentes de $C > C_{\text{crit}}$. Para esta condição, o comportamento indicado de f_i e L_i deve-se, por um lado, à diminuição do “factor de visão” (*view factor*; cf. Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998), entre a árvore e o Sol, e, por outro lado, ao ensombramento mútuo daí resultante entre árvores vizinhas (admita-se). No entanto, 15 não é, obviamente, o caso dos cobertos florestais esparsos, que estamos a tratar.

Calculando, agora, a condutância estomática do sobreiral adulto, por exemplo, com $C = 0.53$, para estarmos em sintonia com a densidade arbórea já estimada, obtém-se $\langle g_{p(\max)} \rangle = 355 \times 1.56 \times 0.53 = 293 \text{ mmol m}^{-2} [\text{solo}] \text{ s}^{-1}$ (ou 7.08 mm s^{-1}); a correspondente resistência do coberto/plantação, $\langle r_{c,p} \rangle = 141 \text{ s m}^{-1}$, ajusta a constante psicrométrica para $\gamma^* = 0.43 \text{ kPa/K}$. O fluxo de calor latente da árvore jovem, determinado no *Caso 2*, é utilizado para estimar na plantação adulta $\langle \lambda U_{p(\max)} \rangle = 405 \times 0.53 = 214 \text{ W m}^{-2}$. Este fluxo de calor latente é equivalente à taxa de extracção horária, $\langle U_{p(\max)} \rangle = 0.31 \text{ kg m}^{-2} [\text{solo}] \text{ h}^{-1}$, ou 3.41 mm dia^{-1} , e refere-se a condições de máximo 25 fluxo no ecossistema, em meados da Primavera. Como termo de comparação, verifica-se que este resultado se assemelha à “taxa transpiratória” de uma plantação de *Eucalyptus globulus* ($C = \sim 0.6$, $LAI = 3.2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$; $C \cdot LAI = 1.92$) em Portugal (Alentejo) e sem estrato herbáceo que atingiu 3.64 mm dia^{-1} e que resultou da medição do fluxo de seiva (método de Granier) durante a fase de conforto hídrico primaveril 30 (David *et al.*, 1997).

No solo, o albedo e a temperatura são outras das propriedades que devem ser ponderadas em área; o albedo do solo e da vegetação determinam o “albedo agregado”, ou compósito, do qual depende a radiação líquida agregada ($\langle R_{n,p} \rangle$) do fitossistema,

além da temperatura representativa da superfície. À escala do fitossistema, toda a superfície do solo é tida como fonte “dual” de vapor de água, envolvendo a fracção $1-C$, da superfície exposta ao Sol, e a fracção C , sob a copa e ensombrada. No cálculo de $\langle R_{n,p} \rangle$ a componente de curto comprimento de onda está associada ao coeficiente de absorção ponderado em área cujo valor é 0.73 e que resulta da expressão seguinte (nota: a dízima de terceira ordem $\tau_c[(1 - \rho_s)]C$ é sempre < 0.04):

$$[(1-\rho_c) + [\tau_c(1-\rho_s(\theta))]C + (1-\rho_s(\theta))(1-C)$$

[esta expressão representa a “associação em série” “árvore x solo” e o papel da copa na transmissão (e extinção) da radiação até ao solo que absorve a fracção $1-\rho_s(\theta)$ da fracção (τ_c) transmitida pela copa; C é o grau de coberto]

[esta expressão simboliza a fracção $(1-C)$ da superfície do solo, cujo coeficiente de reflexão $\rho_s(\theta)$ é função da humidade à superfície:

- solo seco: $\rho_s = 0.29$
- à capacidade de campo: $\rho_s = 0.191$
- $\theta = 0.14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$: $\rho_s = 0.226$

O albedo agregado resultante é $1-0.73 = 0.27$; a temperatura superficial do solo sob a copa foi $2.8 \text{ }^\circ\text{C}$ superior à do ar (com $T_a = 28 \pm 4.71 \text{ }^\circ\text{C}$, $n = 32$); no solo exposto, repetimos, $T_{s(\text{max})} = 50.2 \pm 6.67 \text{ }^\circ\text{C}$ ($n = 32$), para o período em questão. A temperatura representativa da superfície do solo é $50 \text{ }^\circ\text{C}$.

Tomando estas informações como ponto de partida, pode predefinir e aceitar um erro máximo de convergência igual a $\pm 5\%$ para calcular a radiação líquida e tentar alcançar este objectivo através da optimização das temperaturas (ou seja, da temperatura representativa), em função do grau de coberto em cada cenário simulado. A temperatura com mais sensibilidade à variação de C (e de $1-C$) é precisamente a temperatura radiativa representativa do solo. Note que, a temperatura representativa é solução do balanço energético à superfície.

Ponderadas as temperaturas do solo ensombrado ($30.8 \text{ }^\circ\text{C}$) e do solo exposto ($T_{s(\text{max})}$ indicada), a radiação líquida foi determinada com a temperatura radiativa única à superfície do solo igual a $40 \text{ }^\circ\text{C}$ e com $T_a = 28 \text{ }^\circ\text{C}$. A condução de calor agregada à escala do ecossistema foi $\langle G \rangle = 38.3 \text{ W m}^{-2}$; as parcelas não ponderadas da condução foram, na superfície exposta ao Sol, 99.0 W m^{-2} (calculada pelo método integral com $D = 0.13 \text{ m}$, amplitude de flutuação e condutividade térmica igual a $15.2 \text{ }^\circ\text{C}$ e $0.84 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, respectivamente) e sob a copa, 12.4 W m^{-2} , com o solo à temperatura do ar (ver *Caso 2*).

O saldo da emitância foi $L = -212 \text{ W m}^{-2}$, enquanto se verificou $\langle R_{n,p} \rangle = 487 \text{ W m}^{-2}$. Nesta associação em paralelo “solo + árvore”, a radiação absorvida (700 W m^{-2}) e equivalente a 82% da radiação global correspondeu a uma diminuição de 11% em relação ao *Caso 2*. A energia disponível ($\langle R_{n,p} \rangle - \langle G \rangle$) diminuiu em relação ao *Caso 2* porque a condução de calor ao nível do ecossistema aumentou quatro em resposta à variação entre zero e 47% (*i.e.*, $1-C$) da área do solo exposto à irradiância máxima.

A energia disponível (plantação adulta) é $\langle R_{n,p} \rangle - \langle G \rangle = 434 \text{ W m}^{-2}$ e a solução procurada no âmbito da equação de Penman-Monteith corresponde a $\langle \lambda E_p \rangle = 205 \text{ W m}^{-2}$ de fluxo de calor latente (ou 0.29 mm h^{-1}), para a subestimativa de 4.6% do fluxo de calor latente esperado.

Um teste de sensibilidade do modelo mostra que aumentando C de 0.53 para 0.80, o fluxo de calor latente é subestimado pela equação de P-M em 13.4%. Consegue-se repor o erro de convergência indicado no parágrafo anterior, se a temperatura do solo diminuir para $29.4 \text{ }^\circ\text{C}$. A mesma análise permitiu concluir que $C = 0.70$ é o grau de coberto que, induzindo uma temperatura representativa do solo igual à temperatura do ar, garante um erro de convergência nulo. Este resultado é consistente com o crescente peso da fracção em área da superfície solo à sombra.

Usando as mesmas condições gerais para o sobreiral jovem, o grau de coberto ($C = 0.08$) que é quase sete vezes inferior ao da plantação adulta induz a um erro de convergência que sobrestima em 19% o fluxo de calor latente ($\sim 45 \text{ W m}^{-2}$) pela equação de P-M, ou seja, quatro vezes superior ao erro atribuído. O erro reduz-se para o nível imposto, no caso uma sobrestimativa, se a temperatura do solo aumentar de 40 para $48.5 \text{ }^\circ\text{C}$, podendo anular-se se a temperatura do solo se elevar até $51 \text{ }^\circ\text{C}$.

Discussão. Em relação aos três níveis de organização considerados, a conclusão geral é que a representação conceptual da copa ou canópia como “folha gigante” na equação de Penman-Monteith sobrestimou (em 14%) o fluxo de calor latente na “folha gigante” equivalente à copa da árvore (“caso 1”). Ao contrário, a equação de P-M subestimou (em 8.8%) o fluxo de calor latente transpiratório da associação “árvore \times solo” (“caso 2”), que é escala elementar para a representação do ecossistema. Estes dois casos são compatíveis com a radiação líquida isotérmica.

O *Caso 3*, que represente o ecossistema esparso, é mais complexo e, não sendo isotérmica a radiação líquida agregada, o erro de convergência foi 5.7%. A solução

procurada foi condicionada à optimização da temperatura representativa do ecossistema que responde à variação do grau de coberto.

O erro de convergência diminui à medida que o grau de complexidade aumentou. Numa apreciação global do desempenho da equação de P–M, o erro quadrático médio dos três exemplos foi 0.01.

A representação da copa da árvore pela sua equivalente “folha gigante” sublinhou a atenção a ter nas alterações dos valores da rugosidade óptica e da rugosidade aerodinâmica que devem ocorrer. A representação do ecossistema foi idêntica à dos modelos numéricos do tipo *SVAT* (Baldocchi, 2005), embora estes tenham sido concebidos para estudos da interacção entre a biosfera terrestre e a atmosfera ao nível da grande escala (> 50 km).

Deste modo, realçámos a importância da modelação quando esta traduz adequadamente o escalonamento das equações de fluxo entre diferentes níveis de organização no *SPAC*, nomeadamente, através da explicitação dos efeitos que os contrastes entre “zonas de luz” e “zonas de sombra” na folhagem e no solo produzem na quantificação do fluxo de calor latente. Em síntese, a equação de P–M descreveu melhor o fitossistema quando o solo e a folhagem foram tratados no modelo de tipo *SVAT*, cada um, como fonte/sumidouro dual (Baldocchi, 2005) de gases e momento cinético.

Mais genericamente, recorda-se que a equação de P–M foi conceptualmente inspirada no conceito da “folha gigante” (*big leaf*), geometricamente plana e horizontal e com uma extensão infinita (Monteith, 1973), mas é ambíguo quanto à sua profundidade. Esta geometria euclidiana implica que a “folha gigante” tenha, por definição, índice de área foliar unitário, logo, o mesmo valor para a fracção iluminada (f_i) e para o índice de área foliar iluminada (L_i). Por outro lado, e do ponto de vista prático, é conveniente que a “folha gigante” conserve, de algum modo, as propriedades ópticas e termorradiativas de uma folha real plana, que é óptica e aerodinamicamente menos rugosa do que a folhagem de cujo conjunto faz parte. Consequentemente, tanto o albedo como a resistência aerodinâmica são maiores na “folha gigante” do que na copa da árvore real que esta representa.

Faz parte da experiência sensorial que, sob radiação solar directa, o conjunto (folhagem) é, de facto, menos claro do que a folha iluminada; é facto, também, que a copa provoca maior turbulência aerodinâmica ao fluxo de momento cinético, logo, tem menor resistência aerodinâmica (r_a) do que a folha. Além disso (e este aspecto é crítico),

r_a não se escalona com a dimensão característica das folhas inseridas na folhagem, mas, sim, com a altura representativa da rugosidade da superfície vegetada. Quanto ao regime aerodinâmico, a estrutura (permeabilidade) da vegetação é essencial na taxa de renovação do ar e de outros escalares que aí circulam; o coberto vegetal de uma floresta densa ($C = \sim 1$) renova o ar mais lentamente do que um coberto esparso com a fisionomia do montado. No quadro da analogia com a “big leaf”, todos estes aspectos devem ser tomados em conta para a minimização da incerteza global decorrente da abstracção de uma folhagem real rugosa numa “folha gigante” plana “suspensa” no mesmo ambiente, a uma certa altura acima do solo.

10 Ao contrário do que acontece numa superfície real, aerodinamicamente rugosa e que seja estruturalmente heterogénea, a geometria da “folha gigante” determina uma resistência aerodinâmica independente da direcção do vento, o que pode ser, também, verdade para uma superfície vegetada de grandes dimensões (“caso 3”). Mas, o conceito da “folha gigante” ultrapassa as considerações sobre a sua geometria; em termos das
15 suas propriedades radiativas, na representação da canópia, a “folha gigante” é, por definição, incompatível com o conceito de coeficiente de extinção da radiação solar, porque é totalmente opaca; a sua transmitância é nula, enquanto que, para este tópico, uma folhagem real é equiparada a um meio opticamente homogéneo e parcialmente transparente, como a atmosfera. No entanto, do ponto de vista biofísico, a abstracção da
20 transmitância nula pode verificar-se numa folhagem densa e suficientemente profunda e que exiba um percurso óptico infinito (reflexões múltiplas); o equivalente matemático desta abstracção é a singularidade $\ln(0) = -\infty$, da função de transmissão “da luz” de Beer-Lambert-Bouger.

Se invocarmos, aqui, a curva de resposta dos estomas à variação da intensidade (i) da
25 luz, sob regime saturante da densidade de fluxo fotónico, decorre da configuração descrita da “folha gigante” que a sua condutância estomática ($g(i)$) seja equiparada à esperança matemática $E[g(i)]$ da função de densidade de probabilidade da condutância na folhagem real. No procedimento “FAO-56” (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998) é assumida a condutância estomática máxima de $600 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; além disso, a
30 “superfície de referência” no paradigma Penman-Monteith da FAO tem a profundidade geométrica de 0.12 m e pode ser dividida numa camada iluminada e noutra ensombrada, quanto ao fluxo de vapor de água já que $LAI = 2.88$, ao contrário do valor unitário que parece reclamar a folha gigante.

Vimos já que a condutância estomática média das folhas iluminadas na folhagem real sofre uma *redução* ao escalonar-se para a “condutância estomática da copa” (*i.e.*, g_c) porque é multiplicada por f_i . Mas, g_c deve ser expressa por unidade de área da superfície do solo (como a taxa de extracção de água), pelo que sofre uma *ampliação* porque é multiplicada por LAI (> 1). Este é o valor que se converte na condutância estomática do coberto quando multiplicado pelo factor C ($0-1$).

Formalmente, a equação de P-M afirma independência algébrica entre a radiação líquida (termo diabático) e o DPV (o termo adiabático) ponderados, respectivamente, pelo factor $\Delta/(\Delta+\gamma^*)$ e pelo seu complementar, $\gamma^*/(\Delta+\gamma^*)$, sendo ambos função da temperatura e do quociente r_c/r_a . Pelo facto da equação de P-M ser pouco sensível à variação da r_a (*e.g.*, $\pm 3.4\%$ quando varia por um factor de 2), a resistência (ou condutância; g_{av}) total ao fluxo de vapor de água requerida pela equação de P-M determina, na essência, a resistência (condutância) do coberto. Embora teoricamente consensual, a determinação empírica da r_c envolve, por vezes, subjectividade, quando o adequado escalonamento espacial é ignorado no tratamento da informação de campo.

Neste ponto, o que devemos esclarecer é que, algebricamente, *e.g.*, a condutância do coberto (g_c) é definida pela *condutância estomática da copa* (por m^2 da superfície do terreno, a partir da *condutância estomática da folha* multiplicando esta por L_i e não por LAI); comete-se erro se g_c for erroneamente representada pela “condutância estomática média das folhas iluminadas” (expressa por m^2 da superfície foliar). Só invocando este modelo estratificada da folhagem se pode argumentar, com segurança, a questão da convergência entre a evapotranspiração estimada pela equação de P-M e a evapotranspiração observada, como fizemos.

A calibração bem sucedida da equação de P-M, para o coberto vegetal esparso, sugere que a dificuldade às vezes sentida em atingir este objectivo tem origem, certamente, na ausência do adequado escalonamento da taxa transpiratória foliar e da condutância (resistência) estomática, ignorando a fracção iluminada e a fracção não iluminada da folhagem. Além disso, a condução de calor no solo que figura na equação de P-M deve ser avaliada, simultaneamente, com um modelo separado do solo exposto ao Sol e do solo sob a copa e traduzir algebricamente essa ponderação espacial (ver “caso 3”).

Valente *et al.* (1997) usaram com sucesso a equação de P-M na determinação da evaporação potencial da água interceptada pela copa de árvores, em povoamentos

esparcos de *E. globulus* e de *Pinus pinaster* (em Portugal), na calibração de uma versão do “modelo de Gash” para estimar a intercepção da chuva, tendo excluído dos cálculos a evaporação no solo e ponderado a intercepção pelo grau de coberto.

5 A equação de P–M é, também, uma definição biofísica da resistência do coberto vegetal (Monteith, 1973; Monteith & Unsworth, 1990: 250). Aparentemente escassa é recomendável que a informação sobre r_c em estudos eco-hidrológicos e do balanço energético do fitossistema seja explicitamente tratada. Esta informação é necessária na conexão entre modelos numéricos de superfície (micro-escala) e modelos climáticos de circulação geral da atmosfera (macro-escala), utilizados na estimativa da produtividade primária e simulação das interações entre a vegetação, a hidrologia e o clima (a nível 10 local ou global) e os ciclos biogeoquímicos nos ecossistemas (Baldocchi, 2005; Feddes *et al.* 2005).

A evaporação numa superfície (florestal) aerodinamicamente rugosa é condicionada pela condutância da superfície e pelo déficit da humidade atmosférica local, enquanto a 15 evaporação numa superfície aerodinamicamente pouco rugosa é limitada pela radiação disponível (Jarvis, 1987). Valores baixos de r_a (grande altura de rugosidade e grande eficiência da turbulência) significam uma ligação aerodinâmica íntima (“coupling”/acoplamento) entre a superfície e a atmosfera (Jarvis, 1987; Monteith & Unsworth, 1990; Rana *et al.*, 1997). Pelo contrário, em superfícies com pequena altura 20 de rugosidade, como um relvado com 5 cm de altura, é frequente a superfície em plena transpiração estar mais quente do que o ar na altura de referência, implicando r_a muito grande (baixa eficiência das trocas de calor sensível) em relação a r_c . Nestes casos, o fluxo de calor latente é limitado pela energia disponível e verifica-se uma condição de “decoupling”/desacoplamento associado ao gradiente vertical do *DPV* existente no 25 sistema.

Os resultados da simulação apresentada aqui leva-nos a concluir que a equação de P–M adequa-se bem à determinação da r_c de todas as estruturas de cobertos vegetais ensaiadas e, por inerência, ao cálculo da evapotranspiração (*ET*) do fitossistema a várias 30 escalas (Gash *et al.*, 1997; Taylor *et al.*, 1997; Taylor, 2000; Mu *et al.*, 2007), num único passo computacional. Este facto pode constituir um avanço interessante em relação à versão da FAO do método de Penman-Monteith (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1994; Allen *et al.*, 1998) segundo o qual o cálculo da *ET* se faz em dois passos, envolvendo a estimativa da evapotranspiração de referência e a determinação independente do coeficiente cultural da espécie vegetal em causa (ver *Secção* §3.9).

A propósito, não obstante a flexibilidade dos limites numéricos do coeficiente cultural de base, como vimos, a necessidade de um padrão de referência inter e intra-específica, para o estudo comparativo das necessidades hídricas das plantas, confere ao conceito do coeficiente cultural uma pragmática universalidade.

5 Esta característica permite, por um lado, extrapolar os valores do coeficiente cultural e, por outro lado, justifica a necessidade da sua determinação empírica e o alargamento da base de dados acumulada até à data presente (*cf.* Allen *et al.*, 1998). O objectivo é ampliar a representatividade das espécies lenhosas de interesse agroflorestal na base de dados global, comum do coeficiente cultural de base, nomeadamente introduzindo essa
10 informação relativamente à importância hidrológica das espécies arbóreas esclerófilas mediterrânicas.

Num ambiente climático terrestre em mudança, a importância biofísica e funcional das árvores perenes sobre a hidrologia dos ecossistemas justifica que se dê adequada relevância ao estudo comparado da eco-hidrologia das espécies agroflorestais. Neste
15 âmbito, são paradigmáticos, por exemplo, os estudos conduzidos em ecossistemas mediterrânicos por Joffre & Rambal (1993), Rambal (1993), David *et al.* (1997), Joffre *et al.* (1999), David (2000), Lhomme *et al.* (2001), Baldocchi *et al.* (2004), Kurz-Besson *et al.*, 2006; Otieno *et al.* (2006).

É importante termos presente que os resultados de tais estudos podem fornecer dados
20 necessários à parametrização e verificação de modelos biofísicos que avaliam a interacção entre a superfície e a atmosfera. Além disso, podem permitir aos investigadores testar as emergentes teorias eco-hidrológicas (Bond, 2003; Baldocchi *et al.*, 2004; Guswa *et al.*, 2004; Hannah, *et al.*, 2004) dos mecanismos hidrológicos subjacentes à interacção dinâmica do sistema clima-solo-vegetação (Rodriguez-Iturbe
25 2000).

4

DISCUSSÃO FINAL E CONCLUSÕES

4.1 | Discussão Final

Razões que se prendem com a importância hidrológica, ecológica e socioeconómica das actividades agro-florestais no montado de sobreiro, estiveram na origem de que o problema central a investigar, identificado e resolvido neste estudo, tivesse sido a determinação da quantidade de água que o sobreiro (*Quercus suber* L.) e um sobreiral podem extrair anualmente do solo, no seu *habitat* natural.

O objecto de estudo da presente investigação foi a plantação jovem de sobreiro, descrita neste trabalho, e que atingira 5-6 anos de idade e 1.3 m de altura máxima em 2002.

O estudo aborda a problemática da quantificação fundamentada da necessidade de água do sobreiral jovem referido. Um sobreiral em conforto hídrico gastará menos água do que a superfície de referência (Smith *et al.*, 1992) que é similar a um relvado?

A fundamentação bio-ecológica, agro-florestal, física e matemática deste tópico foi apresentada à escala da árvore e da plantação. Para fundamentar a quantificação da água utilizada pelo sobreiro, foi adoptado o conceito de *coeficiente cultural de base* (K_{cb}), usualmente utilizado para definir a medida relativa do uso da água pela planta (Annandale & Stockle, 1994; Allen *et al.*, 1998). O K_{cb} foi determinado ao nível da árvore do sobreiro, em condições de máximo fluxo de água no sistema solo-água-planta em contínuo (*SPAC*).

A par da apreciável diversidade de resultados e alguma inovação, o estudo apresenta aspectos conceptuais que podem servir a outros investigadores.

Mais particularmente, para responder ao principal problema desta investigação, a metodologia foi concebida para construir um modelo bio-hidrológico que respondesse aos objectivos gerais propostos. Estes foram relacionados com as questões básicas inicialmente colocadas, recordadas a seguir:



- 1) Qual é o padrão espacial e temporal de extração da água do solo pelo sobreiro, espécie arbórea sempre-verde, ao longo do seu ciclo vegetativo anual?
- 2) Qual é, e como determinar de forma expedita, o valor do integral anual da água utilizada pelo sobreiro (árvore e plantação), baseado no coeficiente cultural de base sazonal?

As medições das variáveis e a caracterização das secções de fluxo de interesse no *SPAC* geraram resultados esclarecedores sobre as questões 1) e 2); esses resultados foram analisados em diferentes escalas temporais e níveis de organização biológica. A verosimilhança de resultados, tais como a média da taxa transpiratória máxima sazonal ($\langle T_{rf(max)} \rangle$) e o correspondente coeficiente cultural de base (K_{cb}) foi testada e validada através da combinação dos diferentes métodos e técnicas utilizados para medir ou estimar o fluxo de água no sistema, nomeadamente, na zona das raízes, no xilema e nas folhas do sobreiro.

O estudo insere-se na perspectiva geral da eco-hidrologia, *sensu* Rodriguez-Iturbe (2000) e Eagleson (2002). Tendo presente a hipótese eco-hidrológica da optimização ecológica na utilização dos recursos disponíveis (Eagleson, 2002), foi investigada a relação entre a dinâmica da água do solo e a dinâmica do enraizamento da árvore, em busca da água.

Existem evidências claras de que, da dinâmica hidrotópica das raízes, a planta tende sempre a minimizar a resistência hidráulica ao fluxo para suprimir as suas necessidades hídricas, mesmo em condições de depleção contínua desse recurso escasso (Whitehead, 1998; Guswa *et al.*, 2004). Neste sentido, foi determinada a resistência hidráulica mínima do sobreiro.

Como já foi referido, a identificação da determinação do uso da água pelo sobreiro, como sendo o problema central do estudo, ditou a metodologia de trabalho adoptada. Com efeito, a metodologia foi estabelecida para responder às questões científicas inicialmente formuladas, de modo a que os resultados produzidos pudessem ser analisados na óptica da função eco-hidrológica do sobreiro, associada à reciclagem da água do solo para a atmosfera.

O recurso à abordagem biofísica para quantificar o uso da água pelo sobreiro (de símbolo genérico, U), no quadro da lei da conservação da água, baseou-se na determinação empírica do padrão espacial e do padrão temporal da correspondente variação da água (ΔA) do solo. Neste sentido, ao ignorar-se o efeito da capacitância

hídrica da árvore, verifica-se a relação matemática $U = -\Delta A$, por força da lei da conservação da água no sistema.

A simplicidade desta equação representa o balanço hídrico no volume de controlo do solo enraizado, expresso na sua forma mais elementar, independentemente do grau
5 carência hídrica da planta. A equação acima indicada tem uma vantagem que é a de impor a determinação fundamentada das fronteiras do solo enraizado.

Dado que as fronteiras, inferior e horizontal, do volume de controlo do solo são desconhecidas à partida, a resolução da equação acima indicada permite resolver o problema técnico que é, geralmente, a discretização vertical do solo enraizado, até à
10 profundidade de drenagem livre.

Este problema, dito de truncatura da profundidade (melhor, da extensão) do enraizamento, é frequentemente tratado de forma arbitrária; o erro resultante atribuído pode atribuir-se a qualquer outra parcela do balanço hídrico, para a qual as incertezas são maiores, como seja, a produção de água (PA) pelo ecossistema.

Uma vez equacionado, o problema da máxima extensão do enraizamento pelo
15 sobreiro foi atacado, no presente estudo, considerando, em vez da noção de “profundidade de enraizamento”, o que designámos por “dimensão linear de enraizamento”, $z_{r(max)}$. Esta noção é mais flexível e realista do que a primeira pelo simples facto de subentender que o enraizamento ocorre em todas as direcções, na
20 ausência de impedâncias, como é do conhecimento empírico, ao contrário da primeira que o restringe segundo a direcção vertical. A ideia considerada, também realista, foi a de que a árvore compense o enraizamento lateralmente, na presença de impermees relativamente pouco profundos.

O acesso à variação da água do solo foi baseado, como é habitual, na prospecção da
25 humidade do solo (θ) numa coluna de solo com profundidade arbitrária. A determinação da variação integral da água do solo e do valor afim de $z_{r(max)}$ foi resolvida através da conversão da taxa transpiratória foliar (T_{ff}) no valor correspondente de ΔA . A integração espacial de ΔA , em torno da árvore, foi efectuada indirectamente quando U foi alternativamente calculada através da multiplicação entre T_{ff} e o índice de área foliar
30 (LAI), o factor de escala.

No âmbito do estudo do balanço hídrico teve grande interesse a identificação do limite máximo e do limite mínimo da curva sazonal da taxa transpiratória ao longo da

estação seca. A abordagem biofísica a resolução simultânea do balanço hídrico na zona das raízes e do balanço energético à superfície do ecossistema.

A resolução do balanço hídrico e do balanço energético entre o sistema e a sua vizinhança foi efectuada com base em critérios numéricos de convergência, justificados de modo a satisfazer os princípios fundamentais da conservação da água (massa) e da conservação da energia.

Dentro da incerteza experimental referente à estimativa de alguns termos (identificados) de cada um dos dois balanços em causa, as condições de cálculo, acima referidas, foram garantidas numericamente. O balanço hídrico e o balanço energético foram resolvidos com erro inferior a 5% e, com base nos algoritmos a eles associados, foram calculadas a resistência hidráulica aparente da planta (R_p) para o sobreiro, a resistência difusiva total (r_{tot}) ao fluxo de vapor à superfície do ecossistema e uma resistência aerodinâmica (r_a) única da camada-limite atmosférica, determinada pela área florestal do local de estudo.

A determinação dos parâmetros, indicados no parágrafo anterior (e de outros), tornou-se possível, quando as determinações empíricas (medições ou estimativas) e as equações mecanísticas de fluxo correspondentes foram resolvidas, simultaneamente, de acordo com os critérios de convergência, justificados pelos cálculos efectuados.

Como um exemplo, recorda-se que a determinação empírica de U , pela via hidrológica, e a estimativa independente da densidade de fluxo de seiva (u'), pela via aerodinâmica, conduziu à definição hidrodinâmica das razões biométricas entre pares de secções de fluxo (e.g., LAI) do *SPAC*, que foram determinadas para o sobreiro. Parece evidente que os valores desses quocientes, que são índices de área, decorrem da optimização da relação eco-hidrológica entre o uso da água pela árvore e a dinâmica da água do solo.

Por outro lado, a caracterização da estrutura hidráulica do *SPAC* (cf. Zimmermann *et al.*, 1993; Ryan & Yoder, 1997), através do potencial hídrico no solo e do potencial hídrico foliar, quando foi associada à taxa de extracção (U), possibilitou não só estimar R_p como também discutir o valor crítico do potencial hídrico foliar à plasmólise incipiente.

A par dos índices de área, estimados hidrodinamicamente, o valor do quociente $z_{r(max)}/h_c$ (i.e., 1.32), observado entre a “dimensão linear de enraizamento” e a altura da árvore (p. ***) foi, também, justificado nos sobreiros jovens. Em termos de mudança de escala, o quociente $z_{r(max)}/h_c$ foi o parâmetro-chave em que se baseou a transferência da

análise bio-hidrológica, feita na plantação jovem, para a componente arbórea do montado adulto (estado de maturidade) de sobreiro e azinho, tomado como referência.

O tópico envolvido nessa transferência de escala espaço-temporal foi a determinação da extensão lateral das raízes das árvores adultas, dada a altura, e, por conseguinte, do território da árvore e da densidade arbórea do montado em maturidade (p. ***).

Referindo-se, agora, ao solo, este compartimento do ecossistema foi caracterizado com base na textura, nas propriedades hidrológicas e nas propriedades termo-radiativas, no sentido de estudar a hidrodinâmica, a evaporação e a condução de calor no solo. Entretanto, o estado termodinâmico da atmosfera local foi descrito pela evapotranspiração de referência (ET_0) (Smith *et al.*, 1992; Allen *et al.*, 1998). Com efeito, ET_0 mede o uso potencial máximo da água que as plantas tendem a atingir, maximizando a condutância estomática (Fiteiras, 1998).

Quanto à árvore, a planta, para além da sua caracterização bio-hidrológica, foi caracterizada com base na geometria e na estrutura (altura, densidade da folhagem, enraizamento), na sua interacção com a energia radiante (transmissão, coeficiente de extinção) e na sua função ecológica (alteração do balanço hídrico e do balanço energético locais).

Como já foi exemplificado, a importância funcional da árvore e do mini-ecossistema estudados foi investigada segundo vários aspectos ecofisiológicos e biofísicos.

Voltando ao uso da água pela árvore, a quantificação da água infiltrada no solo que ela recicla para a atmosfera foi associada à evolução sazonal da condutância estomática (g_e), logo, da transpiração (T_{tr}), da variação da água do solo (ΔA) e do fluxo de seiva (u'), este estimado em função da ET_0 diária. É sabido que a transpiração ocorre se houver energia suficiente para a produção de vapor de água, sendo ET_0 uma medida da energia disponível no sistema, através do correspondente fluxo de calor latente (λET_0).

Por outro lado, verificámos que o fluxo de calor latente transpiratório (λU), medido no sobreiro, constitui uma fracção importante de λET_0 e é dominante no balanço energético do sistema, em conforto hídrico. Essa dominância foi expressa pelo quociente U/ET_0 , o coeficiente cultural de base que variou entre 0.85 e 0.92, no sobreiro.

O mérito atribuído à resolução do balanço energético, num estudo em que o objectivo central é a quantificação do uso da água pela árvore, teve a ver com a

necessidade de garantir a convergência numérica entre λU (ver atrás) e o fluxo de calor latente estimado como fracção fixa da radiação global (R_g), satisfazendo a lei da conservação da massa no sistema.

5 A resolução do balanço hídrico e do balanço energético foi apoiada na representação do ecossistema pelo modelo de superfície dito em “mosaico” (Lhomme & Chehbouni, 1999; Baldocchi, 2005). A unidade elementar, tridimensional, desse mosaico foi localmente identificada com o território da árvore, enquanto que o fitossistema foi simplesmente abstraído como um conjunto de réplicas espaciais daquela unidade, da forma definida no presente estudo (p. ****).

10 A definição eco-hidrológica do território da árvore, já referida, desempenhou um importante papel neste estudo porque as contabilidades hídricas e energéticas ao nível do ecossistema tiveram primeiro de ser resolvidas ao nível da árvore. A integração horizontal, ou mudança de escala, para o ecossistema foi o passo subsequente, em que o factor de escala foi o grau de coberto, C .

15 No domínio do território da árvore, a unidade representativa do *SPAC*, cada uma das diferentes secções hidráulicas foi geométrica e hidraulicamente definida pela sua área seccional e pelo caudal que a drena transversalmente. Neste âmbito, o escalonamento do fluxo diário de água foi baseado nas relações matemáticas estabelecidas entre as diferentes secções de fluxo, utilizando a equação da continuidade.

20 Mudando de passo de integração diário para o ano, a técnica numérica do escalonamento temporal da transpiração e a que foi utilizada entre os diferentes níveis de organização biológica, já discutida, permitiram quantificar a soma anual da água consumida pela árvore do sobreiro (*i.e.*, árvore ou arvoredos). A integração anual foi possível tendo como fonte de informação de base apenas a média aritmética da taxa transpiratória, medida em pequenas amostras de folhas iluminadas na “árvore representativa” e durante intervalos de tempo curtos, sub-horários.

30 De entre os dois tipos de transformação de escala, atrás mencionados, a determinação da transpiração sazonal por escalonamento temporal da transpiração diária não é propriamente usual, apesar de ser necessária (Wullschleger *et al.*, 1998) tanto por razões de complementaridade ao escalonamento espacial como de ordem logística.

A dificuldade geralmente sentida no escalonamento temporal da taxa transpiratória é devida, por um lado, à variabilidade das condições atmosféricas e, por outro, à contínua variação da energia de retenção a que a água do solo está sujeita. Neste contexto, a

variabilidade característica das condições atmosféricas num dado lugar e a variação da energia de retenção da água na zona das raízes restringem a utilização explícita do tempo (t) físico, como variável explicativa da transpiração, no longo prazo

5 Neste estudo, este problema foi contornado substituindo a variável t por ET_o local, entidade hidro-meteorológica que depende univocamente do tempo e que força a transpiração da planta através dos estomas por ajustamento da condutância estomática, $g_e(D)$, em função do défice de pressão de vapor (DPV , ou D) de água atmosférico (Oren *et al.*, 1998), de acordo o esquema de Jarvis (1987).

10 Na expressão do fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera e com base na análise dimensional ficou justificado que a unidade de área do terreno (A_p) sob a copa é a secção transversal de controlo do solo, à qual foram reportadas as densidades de fluxo referentes a outras secções. Foi este processo de conversão de fluxos que determinou os adequados factores de escala (de conversão ou escalares) entre eles. Desta forma, fundamentou-se a definição hidrodinâmica dos índices de área biométricos, no quadro
15 formal da equação da continuidade aplicada ao *SPAC*, concretamente, o *LAI*, o índice de área xilémico (*LAX*) e o índice de área das raízes finas (*IAR*).

Na verdade, quantificar o uso da água pelo sobreiro e exprimi-lo por unidade de área do terreno, tal como se faz, por exemplo, com a precipitação, em hidrologia, deu azo à estimativa de U por três vias alternativas. Ou seja, utilizando *a*) o método hidrológico
20 que permite determinar ΔA na coluna de solo enraizado, associado à determinação de θ pelo método termogravimétrico; *b*) o método gasométrico para medir a taxa transpiratória (T_{rf}) foliar correspondente à variável referida atrás em *a*); *c*) o modelo numérico aerodinâmico para simular a curva anual da densidade de fluxo de seiva potencial (U_o) em função da ET_o diária, actualizada pela função $g_e(D)$.

25 De acordo com a argumentação feita na análise geral, a menos que haja registos contínuos da evolução temporal de θ , o método identificado em *a*) é moroso e dispendioso; o método *b*) tem o inconveniente de limitar as amostragens no espaço e no tempo, mas é útil para a parametrização do método *c*), por exemplo, em condições edafoclimáticas de fluxo máximo. Questões de ordem logística levam a que a estimativa
30 de U através do modelo aerodinâmico *c*) seja mais expedita do que as soluções apresentadas pelos dois métodos anteriores, desde que existam séries temporais de ET_o , para forçar o modelo.

Referimos, já, que no escalonamento do fluxo de água no sistema, o índice e área foliar é o factor de escala que converte a transpiração do estrato iluminado da folhagem (modelada como fonte dual de fluxo) no correspondente valor da variação da água do solo.

5 A já referida conversão de T_{rf} em U , para além de ser expedita, tem a vantagem de dispensar a discretização vertical da coluna de solo (volume de controlo), a menos que o objectivo do trabalho o exija, no estudo do “balanço hídrico num ponto”. Por outras palavras, nem sempre é necessário determinar a distribuição vertical, $\theta(z)$, da humidade no solo enraizado porque o valor do seu integral (um objectivo do estudo) é
10 naturalmente independente do grau de discretização espacial (*i.e.*, Δz) do domínio referido.

Pelo contrário, para um dado ambiente, o tempo de residência da água do solo varia directamente com o valor da dimensão linear de enraizamento. O valor de $z_{r(max)}$ para o sobreiro jovem ficou associado ao tempo de residência da água do solo que atingiu 30
15 dias, quando o intervalo médio de U foi $6.44 \pm 2.02 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. É importante reter que a variação de θ no domínio da “dimensão linear de enraizamento” determina a variação da condutância estomática, $g_e(D)$, nas folhas (Oren *et al.*, 1998, 1999; Ewers *et al.*, 2001).

Neste ponto, recorda-se que, a par da determinação da densidade arbórea do
20 ecossistema em equilíbrio com os recursos ambientais (Natividade, 1950; Joffre & Rambal, 1993; Eagleson, 2002; Gouveia & Freitas, 2008), o cálculo de $z_{r(max)}$ da árvore foi inicialmente apontado como um dos problemas técnicos, que foram depois resolvidos nesta investigação. Concretamente, os cálculos do “território da árvore” e da densidade arbórea ficaram associados ao raio de um círculo igual a $z_{r(max)}$, cujo centro é
25 ocupado pela projecção do tronco sobre o terreno, admitindo que as raízes colonizam de forma isotrópica um volume de solo homogéneo, com a forma de um hemisfério.

A questão não é trivial porque a solução numérica de $z_{r(max)}$, explicitada em função do uso da água pela árvore, foi o passo-chave para fundamentar que a determinação do território da árvore e, conseqüentemente, a estimativa da densidade arbórea de
30 referência, se pode efectuar numa única operação. Esta solução responde à preocupação de Rodriguez-Iturbe (2002). Então, este autor perspectivara a determinação do território da árvore como sendo um problema a resolver e que este espaço devia constituir a

unidade elementar e representativa do ecossistema, num modelo de representação da superfície heterogénea em “mosaico” (*cf.* Lhomme & Chehbouni, 1999).

Uma solução numérica, de natureza biofísica, para o território da árvore e para a densidade arbórea do ecossistema, representa um passo positivo no estudo da descrição das relações eco-hidrológicas entre a atmosfera, a dinâmica da água do solo, a dinâmica das raízes na procura do recurso e, porventura, a dinâmica espacial da vegetação, nomeadamente em ecossistemas com recursos hídricos cronicamente limitantes.

Naturalmente, a extensão total do território da árvore depende, entre outros aspectos, da espécie em causa, das condições edafoclimáticas, da profundidade e influência do nível freático na transpiração e da frequência das suas flutuações intra e inter-anuais.

Finalmente, a solução apresentada para a densidade arbórea de referência (43 ± 4 árvores por hectare) não incorporou a contribuição do nível freático na transpiração. De todo o modo, aquela densidade foi consistente com os inventários florestais oficiais em Portugal (David, 2000) e em Espanha (Joffre & Rambal, 1993).

Verificou-se, igualmente, existir consistência entre a mesma densidade e os resultados sobre a maximização ecofisiológica da eficiência do uso da água pela árvore em comunidade, referentes a um gradiente de densidade de arbórea entre 40 e 60 árvores por hectare, em montados de sobreiro no Alentejo (Gouveia & Freitas, 2008).

Sublinha-se, ainda, que a origem eco-hidrológica da estimativa da densidade arbórea foi fundamentada, neste estudo, com base na taxa de utilização do recurso água. Esta abordagem mecanística é claramente diferente do tratamento geométrico e descritivo, discutido por Natividade (1950), nos alvares da “subericultura”.

Até aqui foram destacados os aspectos mais relevantes relacionados com a quantificação da importância hidrológica do sobreiro, ao nível da árvore e à luz dos objectivos gerais do estudo. O total anual da água utilizada pela árvore determina o valor máximo desse integral; o uso da água é menor ao nível da plantação, cuja canópia oferece uma cobertura incompleta à superfície do solo.

Assim, e subindo um nível de organização, o máximo uso da água pelo ecossistema foi simulado para um coberto vegetal compacto ($C = 1$), sem sob-coberto, e cuja canópia foi considerada em tudo equivalente à copa da árvore representativa estudada.

Posto isto, o balanço hídrico anual do sobreiral foi resolvido em função do estado vegetativo do ecossistema (plantação jovem, com $C = 0.08$; montado adulto, com $C = 0.53$), caracterizado por valores usuais de C menores do que a unidade.

O teste do modelo do balanço hídrico anual passou pelas simulações dos balanços hídricos de casos reais, seleccionados da bibliografia consultada. Nessas simulações, os ecossistemas de tipo mediterrânico escolhidos foram descritos apenas pelo seu valor de C , “transpondo-os” para o ambiente caracterizado neste estudo. Apesar desta enorme simplificação, os resultados das simulações foram consistentes com os balanços hídricos originais, determinados experimentalmente.

Entre os casos reais escolhidos para comparação, estão aqueles conduzidos em Espanha, nos quais o balanço hídrico foi efectuado em *dehesas* (sob a árvore) por Rambal (1993), Joffre & Rambal (1993), Joffre *et al.* (1999), e outro levado a cabo na Califórnia, num ecossistema do tipo mediterrânico estudado por Baldocchi *et al.* (2004).

O satisfatório grau de convergência numérica encontrado em relação à evapotranspiração observada e o seu valor simulado é possível simplesmente porque, além de a transpiração anual não depender da precipitação acumulada no mesmo período, a distribuição sazonal da precipitação e o seu total, por um lado, e o integral anual da radiação global, por outro, são idênticos nas diferentes regiões de clima mediterrânico.

Estas convergências significam que, não obstante a sua simplicidade, o modelo do balanço hídrico desenvolvido neste estudo é universal e, portanto, reproduzível no tempo e no espaço, pelo que a sua resolução depende apenas da adequada parametrização, caso a caso.

Quanto ao balanço energético, o seu estudo envolveu, primeiro, a determinação das componentes de fluxo do balanço da radiação efectiva (R_n), em torno da árvore, estabelecendo a ponte entre o fluxo da água e o fluxo de energia no sistema, logo, com o balanço hídrico, já discutido. O algoritmo utilizado para resolver o balanço energético foi aplicado à superfície heterogénea do ecossistema, estruturalmente abstraída como um “mosaico” e biofisicamente representada pelo modelo dual (sombra/luz) de fluxos ao nível da folhagem e do solo, à semelhança do que foi feito para o balanço hídrico. Como sempre, o factor de escala, envolvido no processo de transformação de escala entre a árvore e o ecossistema, foi o grau de coberto (C) das árvores.

Na essência, o estudo do balanço energético teve por objectivos justificar a determinação alternativa da densidade de fluxo de calor latente transpiratório (λT_{rc})

como fracção fixa da radiação global (R_g) no sistema; gerar a curva anual de λT_{rc} diário com base no quociente $\lambda T_{rc}/R_g$; determinar a resistência (difusiva) total ($\langle r_{tot} \rangle$) ao fluxo de vapor de água entre a superfície e a atmosfera, aplicando a equação de Penman-Monteith (Monteith & Unsworth, 1998: 247) à árvore transpirante e à superfície evaporante do solo.

Uma vez que a determinação da resistência difusiva ($\langle r_e \rangle$) da componente vegetal e da resistência aerodinâmica (r_a) (única) foram experimentalmente sustentadas, o cálculo do balanço energético conduziu ao ajustamento da resistência difusiva do solo ($r_{s,v}$). Isto foi possível uma vez estimada a radiação efectiva à superfície do solo ($R_{n,s}$) e as suas componentes e medida a taxa de evaporação (E_s) no solo.

Dadas as restantes parcelas, λT_{rc} foi estimada como termo residual da equação do balanço energético. A necessária manipulação numérica para forçar λT_{rc} a convergir para λU , de origem bio-hidrológica, centrou-se na optimização da condução de calor (G) no solo. Assim, o balanço energético (Fig. 3.60) foi resolvido em torno da árvore jovem de sobreiro, com erro praticamente nulo.

Obtida essa solução, verificou-se que o quociente entre o fluxo de calor latente e a radiação global foi idêntico à medida por Baldocchi *et al.* (2004), no ecossistema ($C = 0.40$) dominado por árvores adultas da espécie caducifolia *Quercus douglasii*, anteriormente referido no âmbito do balanço hídrico.

Na discussão sobre este tópico, importa principalmente (Secção §3.10.5) destacar as relações entre as curvas da radiação efectiva e da radiação global e entre o fluxo de calor latente e a radiação efectiva ou, repetindo, a radiação global. A figura (Fig. 3.60) reflecte o importante efeito que os estomas exercem sobre o balanço energético, traduzido aí pela redução do fluxo de calor latente transpiratório para cerca de 20% da radiação efectiva, por comparação das respectivas cumulantes anuais.

Naturalmente que este controlo activo é determinado pela condutância estomática, $g_c(D)$, cuja curva sazonal foi medida e a anual ajustada em função do DPV .

A resolução do balanço energético trouxe ao estudo o contributo de ter permitido estimar a resistência (difusiva) total, que resulta da associação em série entre a resistência da superfície ($r_{s,v}$) e a resistência aerodinâmica ($r_{a,v}$) ao fluxo turbulento do vapor de água entre o ecossistema e a atmosfera sobrejacente.

É oportuno observar-se que a resistência total é um parâmetro compósito que entra serve, precisamente, para parametrizar os modelos de superfície, que estabelecem a

ligação entre o ecossistema e a atmosfera. Por outro lado, os modelos de superfície são reclamados para serem incorporados nos modelos climáticos de circulação geral da atmosfera. Estes são mais complexos e no seu ambiente de cálculo é quantificada a importância, por exemplo, da vegetação nas propriedades hidrológicas, aerodinâmicas e termo-radiativas da superfície do Globo.

A métrica fisiológica e a métrica aerodinâmica do fluxo de vapor de água no sistema, que constituem, respectivamente, $r_{s,v}$ e $r_{a,v}$, garantem, *a priori*, a possibilidade da parametrização local (validação) da equação de Penman-Monteith, para o ecossistema estudado e, segundo vários cenários de escalonamento da condutância estomática, para árvores isoladas (deveríamos dizer, individualizadas) e inseridas em cobertos florestais esparsos, nomeadamente nos montados.

4.2 | Conclusões

As principais conclusões deste estudo, resumidas nos parágrafos seguintes, tendo em conta os vários objectivos do trabalho, são:

* Os resultados obtidos são consequência da grande diversidade e quantidade de informação meteorológica e fisiológica, medida ou estimada, que foi integrada em termos biofísicos e ecofisiológicos, através da análise.

* O estudo tem uma forte perspectiva experimental, ainda que baseado no que designamos por “informação mínima bastante” (IMB), para caracterizar adequadamente os processos biofísicos e ecofisiológicos que definem o funcionamento eco-hidrológico do ecossistema.

* O produto resultante, proposto, é um modelo numérico que estima o balanço hídrico e o balanço energético no ecossistema, com base na taxa transpiratória máxima (ou taxa de extracção correspondente) e da condutância estomática foliar, sujeitas ao escalonamento espaço-temporal.

* A definição hidrodinâmica das áreas das secções transversais de fluxo, A_X , A_F e A_R , fundamentou -se na equação da continuidade, permitindo estimar o fluxo de água nas raízes, no xilema e nas folhas.

5 * Uma das fontes de incerteza associada à subestimativa do fluxo de seiva, pelo método de Granier é, assumidamente, o erro cometido na determinação destrutiva da área do xilema activo (A_X).

10 * A vantagem do método proposto, neste estudo, consiste em permitir o cálculo de A_X e da área das raízes finas (A_R), de forma não destrutiva, dando acesso ao índice de área xilémico (IAX) e ao índice de área das raízes finas (IAR).

* Verificou-se que o valor máximo do IAX se define na árvore, ou, então, no ecossistema que ofereça completa cobertura ao solo.

15

* A metodologia estabelecida permitiu atingir os vários objectivos, em torno do objectivo central, para determinar de forma expedita o coeficiente cultural de base (K_{cb}) da árvore e da plantação de sobreiro jovem, com 5-6 anos de idade.

20 * O modelo do balanço hídrico proposto foi adequadamente parametrizado em relação à árvore do sobreiro jovem, e da azinheira adulta estudada por David (2000), inserida no montado misto de sobreiro e azinho adulto (com cerca de 90 anos de idade), tomado como termo de comparação, para o mesmo local de estudo do presente trabalho.

25 * O modelo foi capaz de reproduzir, dentro da incerteza experimental e na condição de ser nulo o balanço hídrico anual de ecossistemas reportados em outros estudos da mesma natureza, envolvendo as componentes arbóreas dominadas por sobreiros ou por espécies congéneres, mas em *habitats* diferentes (Joffre & Rambal, 1993; Baldocchi *et al.*, 2004).

30

* Este grau de universalidade do modelo em causa confirma que a análise dimensional, muitas vezes ignorada, é indispensável à prática da construção de equações empíricas, como foi feito neste estudo, nomeadamente, para descrever o funcionamento dos bio-sistemas, traduzindo a física do processo modelado.

* O estudo recomenda o confronto sistemático entre as equações empíricas das variáveis assim explicitadas e as respectivas equações de definição visto constituir uma mais-valia que sustenta a estimativa de parâmetros úteis que, de outro modo, seria mais laborioso obter-se.

* De entre as inúmeras equações que constituem o modelo apresentado neste estudo, duas delas desempenharam papéis fulcrais no que se refere à estimativa do uso da água pelo ecossistema. Foram elas, a equação da designada “dimensão linear de enraizamento” e a equação hidrodinâmica da razão biométrica A_X/A_F .

* Pôde concluir-se que o quociente A_X/A_F mede a eficiência hidráulica com que a secção xilémica, onde o fluxo de seiva é medido, drena a água para as folhas, onde o fluxo transpiratório é solicitado. *Mutatis mutandis*, o mesmo se pode afirmar, por exemplo, acerca do quociente A_R/A_F , entre as raízes finas e a folhagem.

* Foi possível a estimativa rigorosa da quantidade de água extraída pela árvore (pelo menos, em termos formais e dentro do erro), após ter-se compreendido que os factores de escala, índice de área foliar, índice de área xilémico e índice de área das raízes finas, hidraulicamente activas, se podem definir hidrodinamicamente.

* Os referidos índices de área, reportados à unidade de área do terreno, permitem a conversão da densidade de fluxo de água na taxa de extracção de água (U), independentemente da secção hidráulica da árvore onde o fluxo possa medir-se.

A vantagem desta transformação matemática é que, sendo usual exprimir-se o fluxo de água no ecossistema por unidade de área do terreno, o que foi dito no parágrafo anterior constitui uma via para conciliar a hidrologia e a ecofisiologia (Bond, 2003; Hannah *et al.*, 2004; Guswa *et al.*, 2004).

* Em nossa opinião a conciliação pretendida pode conseguir-se através da padronização do procedimento utilizado para quantificar as densidades (em área) de fluxo hídrico no ecossistema.

Os resultados obtidos mostram que a determinação numérica e não destrutiva de A_X , relacionada com a metodologia desenvolvida neste trabalho, pode resolver a questão da subestimativa típica (de um factor superior a dois) da densidade de fluxo de seiva (u'), quando esta é calculada pelo método de Granier (revisão feita por David, 2000), como tem sido argumentado aqui.

A forma como a correcção numérica de u' foi tratada neste trabalho não sugere que a sofisticação matemática, por vezes utilizada, seja a via óbvia para corrigir a referida subestimativa de u' , introduzida pelo método de Granier. O erro pode ser tratado como variável aleatória normalmente distribuída.

Com efeito, a interpretação dos resultados obtidos sugere que, não descurando outras fontes de incerteza experimental, a referida subestimativa de u' (método de Granier) é essencialmente atribuída à subestimativa de A_X , repetimos, classicamente determinada pela via destrutiva. A alternativa sugerida foi no sentido de estimar A_X tomando a equação de definição de A_X/A_F como ponto de partida, uma vez que a área foliar é facilmente estimada pela inversão da função de transmissão vertical da folhagem, dados os coeficientes de transmissão e de extinção linear da luz na folhagem.

A determinação dos factores de escala (*e.g.*, A_X/A_F) e das áreas seccionais de fluxo de água no *SPAC*, a eles associados, constituem um mérito do presente estudo, no sentido de que ajudam à compreensão e análise crítica dos modelos eco-hidrológicos emergentes (Eagleson, 2002; Bond, 2003; Guswa *et al.*, 2004; Baldocchi *et al.*, 2004; Hannah *et al.*, 2004).

Os modelos eco-hidrológicos tentam explicar, em termos determinísticos, a íntima relação existente entre a dinâmica da água disponível, forçada pela distribuição sazonal e precipitação total, e a dinâmica das raízes em busca da água e, em última análise, a dinâmica da vegetação em função da dinâmica espaço-temporal do clima (Rodríguez-Iturbe, 2000).

Na realidade, a comunidade científica, afecta à eco-hidrologia, procura justificar que os processos hidrológicos determinam os processos ecofisiológicos, no curto prazo, e as relações ecológicas, no longo prazo, das quais dependem a caracterização e o funcionamento integrado dos ecossistemas, desde os ciclos de nutrientes até às relações tróficas e à estrutura e dinâmica da vegetação (ver Eagleson, 2002).

Ficou evidente que o escalonamento do fluxo de água, entre os diferentes níveis de organização biológica no *SPAC*, é apenas uma resposta parcial à determinação do consumo anual de água pela árvore. O tratamento formal deste assunto completou-se

através do escalonamento temporal do uso da água pela árvore. O escalonamento temporal é necessário fazer-se, principalmente, porque as condições edáficas e atmosféricas locais variam no tempo.

Um dos desafios iniciais, o problema do escalonamento temporal do uso da água pela árvore, foi resolvido favoravelmente, quando a variável “tempo” (t) foi tratada de forma implícita, através da sua substituição pela evapotranspiração de referência (ET_0), esta sim, uma variável temporal. Além de ser uma variável temporal, ET_0 integra a descrição termodinâmica da atmosfera e, portanto, do uso potencial da água pelas plantas.

Foi, assim, possível efectuar a conversão, no tempo, da taxa transpiratória máxima sazonal da árvore representativa, para estimar o integral anual da água do solo extraída pelo sobreiro, em condições de variabilidade atmosférica e de variação, frequentemente intermitente, da água disponível do solo, tal como o é a distribuição sazonal da precipitação.

No ano civil de referência (2000), a evapotranspiração ($\langle ET \rangle$) da árvore adulta do sobreiro ascendeu a 570 mm por ano, dos quais 80% devidos à transpiração e 20% a perdas por interceptação na folhagem. A evapotranspiração ao nível da árvore estabelece o limite máximo desta variável no ecossistema; neste estudo, $\langle ET \rangle$ fez 77% da precipitação anual, enquanto que a componente transpiratória atingiu 70%, num ano húmido.

Verifica-se que o valor (entre 445 e 456 mm) da componente transpiratória da $\langle ET \rangle$, tal como foi calculado neste estudo, está ecologicamente enquadrado na zona de distribuição fitogeográfica preferencial do sobreiro, definida pelas isoietas de 400 e 800 mm (Natividade). Esta conclusão reforça tanto a metodologia adoptada como a validade do modelo proposto. A conclusão é que, num clima de tipo mediterrânico, a $\langle ET \rangle$ não depende apenas da precipitação acumulada ao longo do ano.

A par de a transpiração ser passível de escalonamento no tempo, o modelo do balanço hídrico proposto resolve-se, em primeiro lugar, localmente para estimar o consumo diário da água pela árvore, com base no escalonamento da transpiração ou da condutância estomática, entre os níveis de integração biológica, desde a folha, passando pela folhagem dual (via f_i) e pela árvore-como-um-todo (via LAI), até ao ecossistema (via C).

Finalmente, a descrição formal do modelo numérico e do modelo geométrico da superfície, duplamente dual (ao nível da árvore e ao nível do ecossistema), traduziu correctamente a natureza dos fluxos de água e de energia que ocorrem no ecossistema.

Nesta base, várias propriedades biofísicas, ecofisiológicas, ecológicas ou eco-hidrológicas do ecossistema foram determinadas. Entre elas, pode destacar-se a resistência hidráulica aparente da planta, a resistência estomática difusiva, a resistência aerodinâmica e a resistência difusiva total da superfície; o coeficiente cultural de base, a
5 fracção iluminada da folhagem, a extensão máxima do enraizamento, o índice de área xilémico, e índice de área das raízes, o território da árvore e a densidade arbórea de referência.

De acordo com a hipótese do óptimo ecológico de Eagleson (2002), a densidade arbórea de referência (*i.e.*, determinada sem influência do nível freático) deve reflectir o
10 estado de equilíbrio entre a vegetação e as condições actuais de solo e clima.

Sublinha-se que o bom desempenho do modelo desenvolvido foi tal que a sua extensão é capaz, no limite, de predizer o número de árvores por hectare, com uma incerteza absoluta de quatro árvores, a partir da medição da taxa transpiratória máxima na folha, ou seja com base na taxa de utilização de recursos. Do mesmo modo, o grau de
15 universalidade do modelo proposto pode ser explorado com diversos objectivos, inclusivamente, para gerir o espaçamento das árvores e a produtividade primária da água em pomares sujeitos a rega deficitária, em climas semi-áridos.

Referências bibliográficas

Advertência: os artigos assinalados com asterisco “*” não foram consultados pelo autor.

- Abrams, Marc D.; Kubiske, Marc E.; Mostoller, Scot A. (1994). Relating wet and dry year ecophysiology to leaf structure in contrasting temperate tree species. *Ecology* **75**(1): 123-133.
- Abreu, José Paulo Mourão de Melo e (1994). Modelo de crescimento e produção da cultura do trigo em condições mediterrânicas. Dissertação de doutoramento; Universidade Técnica de Lisboa/ I.S.A. Lisboa.
- Abtew, W.; Gregory, M. J.; Borreli, J. (1989). Wind profile: estimation of displacement height and aerodynamic roughness. *Transactions of the ASAE*. **32**(2): 521-527.
- Abtew, W.; Newman, S.; Pietro, K.; Kosier, T. (1995). Canopy resistance studies of cattails. *Transactions of the ASAE*. **32**(1): 113-119.
- Aguiar, F. B. & Grilo, J. T. (1975). *Carta de solos da Herdade da Mitra*. Universidade de Évora. Évora, Portugal.
- Allaby, Michael (1994; ©). *Macmillan Dictionary of the environment*; 4th Ed. by Macmillan Press Ltd, London and Basingstoke. ISBN 0-333-61655-3.
- Allen, R. G.; M. Smith; Perrier, A; Jensen, M. E.; Wright, J. L.; Burman, R. D. (1989). Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agron. J.* **83**: 153-157.
- Allen, R. G.; M. Smith; A Perrier; L. S. Pereira (1994). An update for the definition of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin*. **43**: 1-92.
- Allen, R. G., Pereira, L. S.; Raes, D. & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper **56**, 300 pp. Rome, Italy.
- Andrade, José Alexandre Varanda (2001). “Temperatura do solo (e análise de Fourier), humidade do solo e desenvolvimento inicial de várias culturas em solos Pmg e Cb”, 341 p. Tese de doutoramento, NR 120 801. Universidade de Évora. 341 p. (www.bib.uevora@uevora.pt; URL: www.uevora@uevora.pt)
- Annandale, J. G. & Stockle, C. O. (1994). Fluctuation of crop evapotranspiration coefficients with weather: a sensitive analysis. *Irrig. Sci.*, **15**: 1-17.
- Anderson, Martha. C.; Norman, J. M.; Diak, G. R.; Kustas, W. P.; Mecikalski, J. R. (1997). A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of the Environment*, **60**: 195-216.
- Angus, J. F.; R. B. Cunningham; M. W. Moneur; D. H. MacKenzie (1981). Phasic development in fields crops. I. Thermal response in the seedling stage. *Field Crops Res.* **3**: 365-378.
- Arora, K. Vivek (2002). The use of the aridity index to assess climatic change on annual runoff. *Journal of Hydrology* **265**: 167-177. www.elsevier.com/locate/jhydol.
- Armstrong, W. (1993). “Aerenquima intercellular gas -space and aeration”. In Hendry & Grime Eds.; p. 29-32.

- Asner, Gregory P. & Wessman, Carol, A. (1997). Scaling PAR absorption from the leaf to landscape level in spatially heterogeneous ecosystems.
- Aubrecht, Ludek; Zdenek Stanek & Jan Koller (2006). Electrical measurement of the absorption surfaces of tree roots by the earth impedance method: 1. Theory. *Tree Physiology* **26**, 1105-1112. Web site: www.heronpublisiinhigh.com (em 27/07/2007).
- Ayars, James E. & Hutmacher (1994). Crop coefficients for irrigating cotton in the presence of groundwater. *Irrig. Sci.* **15**: 45-52.
- Baldocchi, Denis D.; Liukang Xu; Nancy Kiang (2004). How plant functional-type, weather, seasonal drought and soil physical properties alter water and energy fluxes of an oak-grass savanna and an annual grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* **23**: 13-34. doi: 10.1016/j.agrformet.2003.11.006. © Elsevier B.V.
- Baldocchi, Denis (2005). Lecture on Integrating and Scaling Information from Leaves to Canopy Scales: Big Leaf Models. ESPM 228: "Advanced Topics in Biometeorology and Micrometeorology. Disponível na internet/29/10/2006. 36 pp.
- Banza, J. *O papel do solo no balanço do carbono no ecossistema de um montado alentejano* (2001). Trabalho de Fim de Curso, TFC 2 490. 88 p. Universidade de Évora. Portugal.
- Bauerle, W.L.; T.M. Hinckley; J. Cermak; J. Kucera; K. Bible (1999). The canopy water relations of old-growth Douglas-fir trees. *Trees*, **13**: 211-217.
- Bond, Barbara (2003). Ecology and hydrology meet – and the meeting is good. *Hydrological Processes*. 17, 2087-2089. Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com). DOI:10.1002/hyp.5133.
- Boulet, G.; Braud, I.; Vauclin, M. (1997). *J. Hydrology* 193: 114-141.
- Boyer, John S. (199..?). *Measuring the water status of plants and soils*. Academic Press; San Diego.
- Brasa, A. Ramos; Martín-de Santa Olalla, F.; Caselles, V.; Joachim A. M. (1996). Evapotranspiration estimate using both NOAA satellite image and aircraft flux measurement in semiarid regions of Spain. Paper (Abstract) 96C-032, Vol.2: ° 589-590, "AgEng/96 International Congress on Agricultural Engineering", 23-26 Sep., 1996. Madrid.
- Braud, I.; Dantas-António; AC; Vauclin, M.; Thony, J.L.; Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J. Hydrol.* **166**: 213-250.
- Braud, I.; Bessemoulin P.; Monteny B, Sicot M, Vandervaere JP, Vauclin M (1997). Unidimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SisPAT model. *Journal of Hydrology*. **189**: 912-945.
- Braud, Isabelle (1998). Spatial variability of surface properties and estimation of surface fluxes of a savannah. *Agricultural and Forest Meteorology*, **89**: 15-44.
- Bristow, K. L.; Campbell, G. S.; Calissendorff, C. (1984). The effects of texture on the resistance to water movement within the Rhizosphere. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48**: 166-270.
- Brutsaert, Wilfried (1991). *Evaporation into the atmosphere. Theory, History and Applications*. © 1982 Kluwer Academic Publishers. ISBN 90-277-1247-6. Netherlands.
- Bunn, J. M. (1991). "Digital data acquisition" (Chapter 13) In: Henry *et al.* (Eds.).

- *Campbell, Gaylon S. (1985). *Soil Physics with BASIC: Transport models for soil-plant systems*. Elsevier, New York. Citado por Campbell & Norman (1998).
- Campbell, Gaylon S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*. **117**: 311-314.
- Campbell, Gaylon S.; Norman, John M. (1998). *An Introduction to Environmental Biophysics* (2nd Ed.). © Springer-Verlag, New York, Inc.
- Campbell, G. S. (1986). Extinction Coefficients for radiation in plant canopies calculated using an ellipsoidal inclination angle distribution. *Agric. For. Meteor.* **36**: 317-321.
- Campbell, G. S.; Jangbauer J. D.; Bidlake, W.R.; Hungerford, R. D. (1994). Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Science*. **158**(5): 300-313.
- Canadell, J.; R.B. Jackson; J.R. Ehleringer; H.A. Mooney; O.E. Sala; E.-D. Schulze (1996). Maximum rooting depth of vegetation types at the globe scale. *Oecologia* **108**: 583-595.
- Carvalho, Paula C.R., (2000). *Estudos de crescimento de plantas de sobreiro e azinheira recém-instaladas*. Trabalho de Fim de Curso. Universidade de Évora. Évora, Portugal.
- Caylor, Kelly L. & Shugart, Herman H. (2004). Simulated productivity of heterogeneous African savanna landscape using a canopy productivity model. *Landscape Ecology* **19**: 401-415. © Kluwer Academic Publisher, Netherlands. (Disponível na internet).
- Cermak, Jan; Raderek Ulrich, Adenek Stanek, Jan Koller, Ludek Aubrecht (2006). Electrical measurement of tree root absorbing surfaces by the earth impedance method: 2. Verification based on allometric relationships and root severing experiments. *Tree Physiology* **26**: 1113-1121. Disponível na internet, Web site: <http://www.heronpublishing.com> (acedido em 27/07/2007).
- Chaney, William (2007) Water and chemical movement beneath the bark. <http://www.agriculture.purdue.edu/faculty/Chaney/BenethBark.html>, (em 09/10/2007)
- Chapra, Steven C. (1987). Surface water-quality modelling. ISBN 0-07-011364-5; © McGraw-Hill, Inc. 1977. Singapore.
- CIPS (2005). Código Internacional das Práticas Suberícolas. Versão portuguesa da 1^a Edição. Projeto SUBERNOVA / DGRF; Évora e Mérida, Junho de 2005.
- *Cohen, Y.; Fuchs, M.; Green, G.C. (1981). Improvement of the heat pulse method for determining sap flow in trees. *Plant, Cell and Environment*, **4**: 391-397. Citado por David (1995; 2000) e Paço (2003).
- Corcuera, L.; J. J. Camarero; E. Gil-Pelegrín (2002). Functional groups in *Quercus* species derived from the analysis of pressure-volume curves. *Trees*: **16**: 465-472. DOI 10.1007/s00468-002-0187-1. © Springer-Verlag 2002.
- Corcuera, Lere; J. Júlio Camarero; Sérgio Siso; Eustáquio Gil-Pelegrín (2006). Radial-growth and wood-anatomical changes in overaged *Quercus pyrenaica* coppice stands. Functional responses in a new Mediterranean landscape. *Trees*: **20**: 91-98. DOI 10.1007/s00468-005-0016-4. © Springer-Verlag 2002.
- CRC *Handbook of Physics and Chemistry* (2000). 80th ed. 1999-2000; © CRC. Press, Boca Raton, USA.
- Costa, Augusta & Pereira, Helena (2007). “Montados e sobreiros: uma espécie, duas perspectivas, 15-”. In: *Os Montados – muito para além das árvores*. Coleção Árvores e Florestas de Portugal (03). Público, Comunicação Social, S.A. & Fundação Luso-

- Americana para o Desenvolvimento (FLAD) (Ed.). ISBN 978-989-619-100-9. Lisboa, 2007.
- Cowan, I.R. (1995). As to the mode of action of guard cells in dry air. *In* Schulze, E.-D. & Caldwell, M. M. (Eds.).
- Cox, P. A. (©; 1996). *Introduction to quantum theory and atomic structure*. Oxford University Press, Inc.. New York.
- Cyr, Linda; Bonn, Ferdinand; Pesant, Alain (1995). Vegetation indices derived from remote sensing for an estimation of soil protection against water erosion. *Ecological Modelling*, **79**: 27-285.
- David, Maria Teresa Santana Soares (1995). *Transpiração num povoamento adulto de Eucaliptus globulus Labill*. Dissertação de mestrado em produção vegetal. Instituto Superior de Agronomia, UTL, Lisboa.
- David, T. S.; M. I. Ferreira; J. S. David; J. S. Pereira (1997). Transpiration from a mature Eucalyptus globulus plantation in Portugal during a spring-summer period of progressively higher water deficit. *Oecologia*, **110**: 153-159.
- David, Maria Teresa Santana Soares (2000). *Intercepção da precipitação e transpiração em árvores isoladas de Quercus rotundifolia Lam*. Dissertação de doutoramento. Instituto Superior de Agronomia, U.T.L, Lisboa.
- Domec, Jean-Christophe & Gartner, Barbara L. (2001). Cavitation and water storage capacity in bole xylem segments of mature and young Dougals-fir trees. *Trees*, Vol. **15**: 204-214. DOI 10.1007/s004680100095. © Springer-Verlag, 2001.
- Domec, J.-C.; Warren, J.M.; Meinzer, F.C.; Books, J.R. and Coulombe, R. (2004). Native root xylem embolism and stomatal closure in stands of Douglas-fir and ponderosa pine: mitigation by hydraulic redistribution. *Oecologia*, **141**: 7-16. DOI 10.1007/s0042-004-1621-4. <http://www.springerlink.com/content/7jk2xp3p7jgubq6>; acesso em 18/01/2005.
- Doña, Vicente Jurado (2002). Los Bosques de las Sierras dell Aljibe y del Campo de Gibraltar. Tese Ph. D., Universidade de Sevilha. Ed.: Ministério del Medio Ambiente de España. Sevilha. ISBN: 9 788 495 785 206.
- D'Odorico, Paolo, Amilcare Porporato; Francesco Laio; Luca Ridolfi, Ignacio Rodriguez-Iturbe (2004). Probabilistic modeling of nitrogen and carbon dynamics in water-limited ecosystems. *Ecological Modelling* **179**: 205-219. DOI: 1016/j.advwatres.2004.08.016. © Elsevier. (www.elsevier.com/locate/agrforet).
- Porporato, Amilcare & Rodriguez-Iturbe, Ignacio (2002). Eco-hydrology – a challenging multidisciplinary research perspective. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, **47**(5): 811-821.
- Doorenbos, J. & Pruitt, W. O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 24 (2nd ed.). Rome.
- Drungil, C. E. C; Abt, K.; Gish, T. J. Soil Moisture Determination in gravelly soils with time domain reflectometry. *Transactions of ASAE*, Vol. **32**(1): 177 – 180.
- Eagleson, P. S. (2004). “Ecohydrology: Darwinian Expression of Vegetation Form and Function”. Cambridge University Press, 2002; ISBN: 0-521-77425-1. In: *Ecological Complexity* (Book review), **1** (2004): 191; © Elsevier, doi: 10.1016/j.ecocom.2004.02.001. Disponível em www.elsevier.com/locate/ecocom (26 de Abril de 2004).

- Edwards, W. R. N.; P. Becker & J. Èrmák (1996). A unified nomenclature for sap flow measurements. *Tree Physiology* **17**, 65-67. © 1996 Heron Publishing – Victoria, Canada.
- Efe Serrano, Joaquim (1991). Anais da Universidade de Évora, 10-110.
- Engel, Vic; Esteban G. Joggaby Stieglitz; Mathew Williams; Robert B. Jackson (2005). Hydrological consequences of Eucalyptus afforestation in the Argentine Pampas. *Water Research Research*, Vol. **41**, W10409, doi 10.1029/2004WE003761, 2005.
- *Enquist, B. J. *et al.* (1999). Allometric scaling of plant energetics and population density. *Nature* **395**, 163-165. (Citado por Midgley, 2002).
- Espeleta, J. F.; J. B. West; L. A. Donovan (2004). Species-specific patterns of hydraulic lift adult trees and grasses in sandhill community. *Oecologia* **138**: 341-349.
- Ewers, B. E.; R. Oren; K. H. Jonhsen; J. J. Landsberg (2001). Estimating maximum mean canopy stomatal conductance for use in models. *Can. J. For. Res.* **31**: 198-207. DOI: 10.1139/cjfr-3-3-198; © NRC Canada. Disponível no site da NRC Research Press em 02/02/2001.
- Fares, A. & Alva, A.K. (1999). Estimation of citrus evapotranspiration by soil water mass balance. *Soil Science*, **164**: 303–310.
- Feddes, Reinder A.; Holger Hoff; Michael Bruen; Tood Daeson; Patricia de Rosnay; Paul Dirmeyer; Robert B. Jackson; Pavel Kabat; Axel Kleidon; Allam Lilly; Andrew Pitman (2001). Modelling Root Water Uptake in Hydrological and Climate Models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 2797-2809.
- *Ferrés, L. (1984). Biomassa, production y mineralomassa del encinar montano de la acstanya (Montseny). Tesis Doctoral. Universidade Autonoma de Barcelona. Barcelona, Espãna. Citado por Doña (2002).
- Friend, A. D. (1995). PGEN: an integrated model of leaf photosynthesis, transpiration and conductance. *Ecological Modelling* **77**: 233–255.
- Friend, A. D.; Stevens, A. K.; Knox, R. G; Cannell, M. G. R (1997). A process-based, terrestrial model of ecosystem dynamics (Hybrid v3.0). *Ecological Modelling* **95**: 249-287.
- *Fuller *et al.* (1966). (Citado por Campbell & Norman, 1998).
- Gash, J. H. C. *et al.* (1997). The variability of evaporation during the HAPEX-Sahel Intensive Observation Period. *Jornal of Hydrology* 188-189: 385-399. © Elsevier Science B.V. PII S0022-1694(96)03167-8
- Geiger, Rudolf. (1961). *The Climate Near the Ground*. Munich.
- Gertsev, V.I. & Gertseva, V.V. (2004). Classification of mathematical models in ecology. *Ecological Modelling* **178**: 329–334. © 2004 Elsevier B.V. www.sciencedirect.com; doi: 10.1016/j.ecolmodel.2004.03.009.
- Gill, B. S. & S. K. Jalota (1996). Evaporation from soil in relation to residue rate, mixing depth, soil texture and evaporativity. *Soil Technology* **8**: 293-301.
- Givoni, Baruch (1994). *Passive and low energy cooling of buildings*. © 1994 by van Nostrand Reinold, ISBN 0-442-01076-1. New York.
- Gonçalves, D. A. & Ferreira, T. C. (1993). Quantificação dos fluxos energéticos numa cultura pratense. *Recursos Hídricos*, vol. **15**, n° 1: 49-55.

- Goudriaan, J. (1988). The bare bones of leaf-angle distribution in radiation models for canopy photosynthesis and energy exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, **43**: 115-169.
- *Granier, A. (1985). Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Annales des Sciences forestières*. **42(2)**: 193 – 200. Citado por David (2000) e Paço (2003).
- *Granier, A. (1987). Evaluation of transpiration in Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology*, **3**: 309-230. Citado por David (2000).
- Guswa, Andrew J., Michael E. Celia & Ignacio Rodriguez-Iturbe (2004). Effect of vertical resolution on predictions of transpiration in water-limited ecosystems. *Advances in Water Resources*, **28**: 467-480. Sítio: www.sciencedirect.com (accedido em 12/Abr./2007). © Elsevier (www.elsevier.com/locate/advwatres).
- Guswa, A. J. (2005). Soil-moisture limits on plant uptake: an upscaled relationship for water-limited ecosystems. *Advances in Water Resources*, **27**: 543-552. Sítio www.sciencedirect.com (acesso: 22/Fev./2005). © Elsevier (www.elsevier.com/locate/advwatres).
- Hannah, David M.; Paul J. Wood & Jonathan P. Sadler (2004). Ecohydrology and hydroecology: A “new paradigm”? (Invited commentary). *Hydrol. Process*, **18**: 3439-3445. Site: www.intwescience.wiley.com. DOI: 10.1002/hyp.5761
- Hasegawa, Schuichi & Kasubuchi, Tatsuaki (1993). “Water regimes in fields with vegetation” (Ch. 8). In: *Water flow in soils*. Miyasaki, T. et al. (Eds). © 1993 by Marcel Dekker, Inc. New York.
- Haverkamp, R. & Parlange, J.-Y. (1986). Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, Vol. **142 (6)**: 325-339.
- Henry, Zachary A.; Zoerb, Gerald C. & Birth, Gerald S., Eds. (1991). *Instrumentation and Measurement for Environmental Sciences*. American Society for Agricultural Engineers.
- Hendry, G. A. F. & Grime, J. P. (Eds.) (1993 ©). *Methods in Comparative Plant Ecology: A Laboratory Manual*. Chapman & Hall (Publ.) ISBN 0 412 46230 3
- *Henzler, T et al., 1999. Diurnal variations in hydraulic conductivity and root pressure can be correlated with the expression of putative aquaporins in roots of *Lotus japonica*. *Planta* **210**: 50-60. (Cit. Jackson et al., 2000).
- Henry, Zachary A.; Gerald C. Zoerb; Gerald S. Bird (1991). *Instrumentation and Measurements for Environmental Sciences* (Ed.), Third Ed.; A.S.A.E. Pub., St. Joseph, Michigan, USA.
- Hoff, Corine & Serge Rambal (2003). An examination of the interaction between climate, soil and leaf area index in a Quercus ilex ecosystem. *Ann. For. Sci.* **60**: 153-161. DOI: 10.105/forest:2003008.
- Holling, C. S. (1992). Cross-scale morphology, geometry and dynamics of ecosystems. *Ecological monographs*, **62(4)**: 44-502. © 1992 by Ecological Society of America.
- *Horton, J L. & S C Hart (1998). Hydraulic lift: a potentially important ecosystem process. *Trends Ecol. Evol.* **13**: 232-235. (Citado por Jackson et al., 2000).
- Horton, R. & Wierenga, P. J. (1983). Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **47(1)**: 14-20.
- Horton, R. & Wierenga, P. J.; Nielsen, D. R. (1983). Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **47(1)**: 25-32.

- Hook, W. R. & Lovington, N. J. (1995). Propagation velocity errors in time-domain reflectometry measurements of soil water. *Soil Sci. Soc. Am. J.*: **59**: 92-69.
- Hook, W. R.; Lovington, N. J.; Sun, Z. R.; Hook, P.B. (1992). Remote diode shorting improves measurements of soil water by time-domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*: **56**: 1384-91.
- Hunt, R. (1993). "The ISP aerial environment: lighting, day length, temperature and humidity". In: Hendry & Grime Eds. Section 2.3, p. 14-19.
- Iivonen, K.; L. Palva; M. Peramaki; R. Joensuu; R. Sepponen. (2001). MRI-based D₂O/H₂O method to study water flow and distribution in heterogeneous systems: demonstration in wood xylem. *Journal of Magnetic Resonance*, **149**: 36-44; doi: 10.1006/jmre.2001.2284, <http://www.ideallibrary.com>. © 2001 by Academic Press.
- Jackson, R. B.; Mooney, H. A.; Schulze, E.-D. (1997). A global budget for fine root biomass, surface area and nutrient contents. *Proc. Natl. Acad. Sci. (USA)*. Vol. **94**: 7362-7366 (Ecology); <http://www.pnas.org/cgi/content/full/94/14/7362> ; 21/03/2005.
- Jackson, R. B.; Sperry, S. John and Dawson, Todd E. (2000). Root water uptake and transport: using physiological processes in global predictions. *Trends in Plant Science*. Vol. **5(11)**: 482-488. In: <http://www.science@direct.com> 15/01/2005.
- James, S. A.; Cleawater, M. J.; Meinzer, F. C. & Goldstein, G. (2002). Variable length heat dissipation sensors of sap flow in trees with deep sapwood. *Tree Physiology* **22**, 277-283.
- James, A. Shelley; Frederick C. Meinzer; Guillermo Goldstein; David Woodruff; Timothy Jones; Teresa Restom; Monica Mejia; Michael Clearwater; Paula Campanello (2003). Axial and radial water transport and internal water storage in tropical forest canopy trees. *Oecologia*, 134: 37-45; DOI 10.1007/s00442-002-1080-8. © Springer-Verlag 2002.
- Jarvis, P. G. (1987). "Water and carbon fluxes in ecosystems". In: Schulze, E.-D. & H. Zwolfer (Eds) "Part 1-B: Input/output analysis of ecosystems"; p. 49-67.
- Joffre, Richard and Rambal, Serge (1993). How tree cover influences the water balance of mediterranean rangelands. *Ecology*, **74(2)**, pp. 570-582.
- Joffre, R. S. Rambal & J. P. Ratte (1999). The "dehesa" system of southern Spain and Portugal as a natural ecosystem mimic. *Agroforestry Systems*, **45**: 57-79. © Kluwer Academic Publishers. Printed in The Netherlands.
- Jones, Hamlyn G. (1990). "L' Irrigation du Futur". *La Recherche*, **221**: 644-653.
- Kabat, P.; Htjies, R. W. A.; Feddes, R. A. (1997). The scaling characteristics of soil parameters: from plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. *Journal of Hydrology*, **190**: 363-396.
- *Kaldenhoff, R. et al. (1998). Significance of plasmalemma aquaporins for water transport in *Arabidopsis thaliana*. *Plant J.* **14**: 121-128 (Citado por Jackson et al., 2000).
- Kimmins, J. P. (1997). *Forest Ecology – A foundation for sustainable management* (2nd Ed.); © Prentice-Hall, Inc. New Jersey, U.S.A. ISBN 0-02-364071-5.
- Killham, Ken (1996). *Soil Ecology* ("Ch.1: "The Soil Environment"; p. 1-33). © Cambridge University Press, 1994/5/96; 242 p.; United Kingdom.
- King, David (1999). Juvenile foliage and the scaling of tree proportions with emphasis on Eucalyptus. *Ecology*, **80(6)**: 1944-1954.

- Kirschbaum, Miko U. F. (1994). The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic storage. *Soil Biol. Biochem.* Vol. 27 No 6, pp. 753-760. © Elsevier.
- Kjelgaard, James F.; Stockle, Claudio O.; Evans, Robert G. (1996). Accuracy of canopy temperature balance for determining daily evapotranspiration. *Irrig. Sci.* **16**: 14-157.
- Koch, George W.; Sillett, Stephen C.; Jennings, Gregory; Davies, Stephen D. (2004). The limits to tree height. *Nature*, Vol. **428**: 851-855
- Körner, Ch. (1995). "Leaf diffusive conductance in the major vegetation types of the globe". Sec. D: "Global Aspects of Photosynthesis". In *Ecophysiology of Photosynthesis* (Ch. 22), p. 463-490. Schulze, E.-D. & Caldwell, M. M. Eds.. ISBN 3-540-58571-0, © Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Kramer, Paul (1983). *Water Relations of Plants*. Academic Press, N. York.
- Kurz-Besson, Cathy; Dennis Otieno; Raquel Lobo do Vale; Rolf Siegwolf, Markus Schmidt; Alastair Herd; Carla Nogueira; Teresa Soares David; Jorge Teresa Soares; John Tenhunen; João Santos Pereira & Manuela Chaves (2006). Hydraulic lift in cork-oak trees in a savannah-type Mediterranean ecosystem and its contribution to the local water balance. *Plant and Soil* **28**: 361-378. DOI 10.1007/s11104-006-0005-4, © Springer 2006. Acedido via internet no dia 21-10-2007.
- Lange, O L; W. Beyschlag; J. D. Tenhunen (1987a). "Control of leaf carbon assimilation – input of chemical energy into ecosystems). In: Schulze, E.-D. & Zwolfer H. (1987; Eds.); Part 2: p. 149-163.
- Lange, O L; P C Harley; W Beyschlag; J D Tenhunen (1987b). "Gas exchange methods for characterizing the impact of stress of leaves" (Ch. 1). In: Tenhunen *et al.*, 1987 (Eds). p. 3-25.
- Leal, Sofia; Vicelina B. Sousa; Helena Pereira (2006). Radial variation of vessel size and distribution in cork oak wood (*Quercus suber*). *Wood Sci. Technol.*; doi : 10.1007/s0026-006-0112-7. © Springer-Verlag 2006. Acedido em 24-10-2007.
- Levitt, J. (1980). *Response of Plants to Environmental Stresses*. Academic Press. New York.
- Lee, Joon-Sang; D.J.F. Bowling (1995). Influence of the mesophyll on stomatal opening (1994). *Aust. J. Plant Physiol*, **22**: 357-63.
- Lo Gullo, M. A.; S. Salleo; R. Rosso; P. Trifilò (2003). Drought resistance of 2-year-old saplings of Mediterranean forest trees in the field: relations between water relations, hydraulics and productivity. *Plant and Soil* **250**: 259-272; © Kluwer Academy Publishers; the Netherlands.
- Lhomme, J. P. & A. Chehbouni (1999). Comments on dual-source vegetation-atmosphere Transfer models. *Agric. For. Meteorol.* **94**: 269-273. (www.elsevier.com/locate/agrforest).
- Lhomme, J. P., A. Rocheteau; J. M. Ourcival & S. Rambal (2001). Non-steady-state modeling of water transfer in a Mediterranean evergreen canopy. *Agric. For. Meteorol.* **108**: 67-83. (www.elsevier.com/locate/agrforest)
- Lima, Júlio C. (1992). *Introdução ao Controlo da Água e da Temperatura no Trevo por Termometria de Infravermelho. Estudos Experimentais e Dedutivos*. TFC 418, Univ. Évora; 272 pp. Évora, Portugal.
- Lima, J. C.; Santos, F. L.; Moreira, T. (1996). Crop-air equivalence temperature as a criterion of irrigation scheduling for white clover in a mediterranean climate. Paper (Abstract) 96C-

- 034, Vol.2: p. 593-594: "AgEng/96 International Congress on Agricultural Engineering". 23-26 Sep., 1996. Madrid.
- Lima, Júlio C. (1996). *Ecofisiologia da Oportunidade da Rega no Milho: Princípios biofísicos*. Dissertação de Mestrado em Engenharia do Solo e da Água. Universidade de Évora; 112 pp. (e anexos). Évora, Portugal.
- Linder, S. (1987). "Responses of water and nutrients in conifer ecosystems". In: Schulze & Zwölfer (eds.); Part 2/D, p. 180-202.
- López B., S. Sabaté & C. A. Gracia (2001a). Vertical distribution of fine root density, length density, area index and mean diameter in a *Quercus ilex* L. forest. *Plant and Soil*: **230**: 125-134.
- López B., S. Sabaté & C. A. Gracia (2001b). Annual and seasonal changes in fine root biomass of a *Quercus ilex* L. forest. *Plant and Soil*: **230**: 125-134.
- Losch, R. and Schulze, E.-D. (1995). "Internal Coordination of Plant Responses to Drought and Evaporational Demand". In: *Ecophysiology of Photosynthesis* (Ch. 9): p. 185-204. Schulze, E.-D. & Caldwell, M.M. (Eds.). ISBN 3- 540-58571-0; © Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Mann, Jerry E.; Curry, Guy L.; DeMichele D. W.; Baker, Donald N. (1980). Light penetration in a row-crop with random plant spacing. *Agron. J.* **72**: 2131-142.
- Maherali, Hafiz; William T. Pckman; Robert B. Jackson (2004). Adaptive variation in the vulnerability of woody plants to xylem cavitation. *Ecology*, **85**(8), pp. 2184-2199.
- Massman, W.J. (1993). Errors associated with the combination method for estimating soil heat flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57**: 1198-1202.
- McAnaney, K. & Itier, B. (1996). Operational limits to the Priestley-Taylor formula. *Irrig. Sci.* **17**: 37-43.
- Mayr, Stefan; Franziska Schweinbacher and Helmut Bauer (2003). Winter at the alpine timberline. Why does embolism occur in Norway spruce but not in Stone Pine. *Plant Physiology*, Vol. **131**: 780-792.
- Mediavilla, Sonia & Escudero, Alfonso (2004). Stomatal response to drought of mature trees and seedlings of two co-occurring Mediterranean oaks. *Forest Ecology and Management* **187**: 281-294.
- Meinzer, F. C.; B. J. Bond; J. M. Warren & D. R. Woodruff (2005). Does water transport scale universally with tree size? *Functional Ecology* **19**: 558-565. © British Ecological Society.
- Midgley, J. Jeremy (2002). Is bigger better in plants? The hydraulic costs of increasing size in trees. In <http://www.science@direct.com> (15/04/2005).
- Miguel, A. F. (2000). Contribution to flow characterisation through porous media. *International Journal of Heat and Mass Transfer* **43**: 2267-2272.
- *McNaughton, K. G. & Jarvis, P. G. (1983). Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: *Water Deficits and Plant Growth*. Vol. 7. T. Koslowski (Ed.). New York: Academic Press. (Citado por Monteith, J. L.; 1998).
- Molz, Fred J. (1981). Models of the water transport in the soil-plant system: a review. *Water Resources Research*, **17** (5): 1245-1260.

- Monteith, J. L. (1972). Solar Radiation and productivity in tropical ecosystems. *J. Appl. Ecology*, **9**: 747-766.
- Monteith, J. L. (1973). *Principles of Environmental Physics*. First Edition. Edward Arnold. London.
- Monteith, J. L. & Unsworth (1990). *Principles of Environmental Physics*. 2nd Ed. Edward Arnold London.
- Monteith, J. L. (1995). A reinterpretation of stomatal response to humidity. *Plant, Cell and Environment*, **18**: 357-364.
- Monteith, J. L. (1998). "Evaporation models". In: *Agricultural systems modelling and simulation* (Chapter. 7). Peat, Robert M. & Curry, Bruce R. Eds. © 1998 by Marcel Dekker, Inc. New York. ISBN: 0-8247-0041-4.
- Morales, Domingo; M. Soledad Jiménez; Agueda M. Gonçalves-Rodrigues; Jan Cermák (2000). Laurel forest in Tenerife, Canary islands. I. Xylem structure in stems and petioles of *Laurus azorica* trees. *Trees*, **16**: 529-537.
- Moreira, Tomaz J.S. (1981). *Os Estomas e a Produtividade Fotossintética da Água – Estudos Dedutivos e Experimentais*. Dissertação de doutoramento, Instituto Superior de Agronomia, ISA (UTL). Lisboa.
- Moreira, Tomaz; E. Fernando Henriques; Luis Lopes; M. Melhorado; J. Lima; J. Lauriano; C. Pinto-Gomes; E. Cruz-de-Carvalho (1994). A Esclerofilia na vegetação mediterrânica: resposta climática ou adaptação obsoleta? In: *Actas do 1º Congresso Internacional da Ecologia da Vegetação*, Universidade de Évora, 27-28 Out., 1994. Évora, Portugal.
- Mu, Qiaozhen; Faith Ann Heinsch; Maosheng Zhao; Steven W. Running (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, **111**: 519-536. DOI: 10.1016/j.rse.2007.04.015; © 2007 Elsevier Inc.
- Nardini, A.; M. A. Lo Gullo & S. Salleo (1999). Competitive strategies for water availability in two Mediterranean *Quercus* species. *Plant, Cell and Environment* **22**, 100-116.
- Nardini, Andrea; M. & Sebastiano Salleo (2000). Limitation of stomatal conductance by hydraulic traits: sensing or preventing xylem cavitation?. *Trees*, **15**: 14-24. DOI 10.1007/s004680000071. Publicado na internet em 13/10/2000. © Springer-Verlag 2000.
- Natividade, J. V. (1950). *Subericultura*. Direcção Geral das Florestas. Lisboa, Portugal.
- Nobel, Park S. (1991). "Plants and Fluxes" (Ch. 9). In: *Physicochemical and environmental plant physiology*. Academic Press.
- Nunes, Jorge Delgado (2004). *Interacção solo – árvore isolada em montados de azinho (Quercus rotundifolia Lam.): processos fundamentais*. Dissertação de doutoramento em Biologia. Universidade de Évora, Portugal.
- Nuttle, William (2002). Is ecohydrology one ideia or many? *Hydrological Sciences-Journal - des Sciences Hydrologiques*. **47**(5), October 2002. (Discussion of "Ecohydrology" – seeking for consensus on interpretation of the notion by Z. W. Kundzewics (2002), *Hydrol. Sci. J.* **47**(5): 799-804.
- Paulo, Maria João; Alfred Stein & Margarida Tomé (2002). A spatial statistical of cork oak competition in two portuguese silvopastoral systems. *Can. J. For. Res.* **32**: 1893-1903. The NRC Research Press Web Site: <http://cjfr.nrc.ca/> (9/10/2002).

- Noilham, J. & Planton, S. (1988). Simple parameterization of land processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, Vol. 117: 534-549.
- * Oliveira, G.; O. A. Correia; M. A. Martins-Loução and F M Catarino (1992). Water relations of cork-oak (*Quercus suber* L.) under natural conditions. *Vegetatio* **99-100**: 199-208 (Citado por Joffre & Rambal; 1993).
- Oliveira, Maria do Rosário Gamito de (1988). “Comportamento do sistema radical de algumas espécies forrageiras e pratenses com interesse para a modernização dos sistemas de agricultura no Alentejo”, 311 p. Tese de doutoramento, NR 120 801. Universidade de Évora.
- Ong, C. K. & Monteith, J. L. (1984). Response of pearl millet to light and temperature. *Proceedings of the International Symposium: “Agrometeorology of Sorghum and Millet in the Semi-Arid Tropics”*, 15-20 Nov., 1982. Intern. Crops Research Instit. for Semi-Arid Tropics (ICRISAT) Center, India. Patancheru, A. P. 502 324.
- Orgaz, Francisco & Fereres, Elias (1999). “Riego” (Cap. 10). In: *El cultivo del olive*. © D. Barranco; R. Fernandez-Escobar; L. Ralfo. Edi. Mundi-Prensa. Madrid.
- Oren, Ram; Brent E Ewers; Philip Todd; Nathan Philips; Gabriel Katul (1998). Water balance delineates soil layer in witch moisture affects canopy conductance. *Ecological Applications* (1998): 8(4), 990-1002.
- Oren, R.; J S Sperry; G G Katul; D E Pataki; B E Ewers; N Philips; K V R Schäffer (1999). Survey and synthesis of intra- and interspecific variation in stomatal sensitivity to vapour pressure deficit. *Plant, Cell and Environment*, **22**: 1515-1526.
- Otieno, D. O.; Kurz-Besson C.; Liu J.; Schmidt M. W. T.; Lobo do Vale, R.; David, T. S.; Pereira, J. S. & Tenhunen, J. D. (2006). Seasonal variations in soil and plant water status in a *Quercus suber* L. stand: roots as determinants of tree productivity and survival in the Mediterranean-type ecosystem. *Plant and Soil* **283**: 119-135.
- Paço, Maria Teresa do (2003). *Modelação da Evapotranspiração em Cobertos Descontínuos*. Programação da Rega em Pomar de Pessegueiro. Dissertação de doutoramento. UTL/ISA. Lisboa, Portugal.
- Parton (1984). *Soil Sci.*, **138**: 93-101.
- Passerat de Silans, A.; Bruckler, L.; Thony, J. L.; Vauclin, M. (1989). Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil – comparison with field observations. *Journal of Hydrology*, **106**: 109-138.
- Pereira, J. S. (1995). “Gas Exchange and Growth”. In: Schulze, E-D & Caldwell, M. M. (Eds.). *Ecophysiology of Photosynthesis* (Ch. 8); p. 147-181.
- Pereira, L. S. *et al.* (2001). “Caracterização e predição das secas com vista à optimização do uso da água na agricultura. Aplicação ao Alentejo”. Projecto INTER-REG II-C/FEOGA-O (medida 2). Candidatura ref.^a 99.09.5942.1.
- Qiu, Guo Yu; Tomohisa Yano; Kzuro Momii (1998). Na improved methodology to measure evaporation from base soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface. *Journal of Hydrology* **201**: 93-105.
- Quintas, A. Pereira M. S.; J. Brito Ramos, C. C. Belo; I. S. Coelho (2006). “O Montado, o porco da raça alentejana e a qualidade da gordura subcutânea. Resultados de um estudo conduzido com associados da associação de criadores de porco alentejano”: 21-42. In: O

- porco da raça alentejana e o declínio do sobreiro e da azinheira, 97 p. Edições Colibri & Associação de Criadores de Porco Alentejano. ISBN 972-772-638-0. Lisboa.
- Pizzaro, Fernando (1985). *Drenage Agrícola y Recuperación de Suelos Salinos* (2ª. Ed.) Editorial Agrícola Espanhola, S.A. Madrid.
- Philips, N.; B. J. Bond; N. G. McDowell; M G Ryan (2003). Leaf area compounds height-related hydraulic costs of water transport in Oregon White Oak trees. *Ecology* 17, 832-840.
- Roberts, Sandra; Vertyessy; Grayson, Rodger (2001). Transpiration from *Eucalyptus sieberi* (L. Johnson) forest of different age. *Forest Ecology and Management*, Vol. 143 (1-3), 153-161.
- Sá, Celeste de (2001). Influência do coberto arbóreo (*Quercus suber* L.) em processos ecofisiológicos da vegetação herbácea em áreas de montado. Dissertação de doutoramento. Universidade de Évora, Évora, Portugal.
- Rana, Gianfranco; Katerji, Nader; Mastrorilli, Marcello (1997). Environmental and soil-plant parameters for modelling actual crop evapotranspiration under water stress conditions. *Ecological Modelling* 101: 363-371.
- Rambal, S. (1993). The differential role of mechanisms for drought resistance in a mediterranean evergreen shrub: a simulation approach. *Plant, Cell and Environment*, (16): 35-44.
- Raschi, A.; Torri, F.; Zienna, P. Tagliaferri, G.; Vazzana, C. (1989). Cavitation events in *Capsicum annuum* plants measured under field conditions: implications with water supply to leaves. In: Seminar on Photosynthesis and Growth under Mediterranean Conditions: Influence of Dryness and salinity. E. A.N./I.N.I.A., Oeiras, Portugal.
- Rasquilha, Maria P. von Gilsa (1997). *Dinâmica do enraizamento do milho (Zea mays L.) sob diferentes regimes hídricos do solo, com recurso ao método do mini-rizotróio*; Dissertação de Mestrado em Engenharia do Solo e da Água. Universidade de Évora. Évora, Portugal. 82 pp.
- Rawls, W. J.; D. L. Brakenski, S .D. Logsdon (1993). Predicting Saturated Hydraulic Conductivity Utilizing Fractal Principles. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1193-1197.
- Ritchie, J. T. (1972). Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover (Abstract). *Water Resour. Res.*, 8(5): 1213.
<http://mdl.csa.com/partners/viewrecord.php?requester=gs&collection=ENV&recid=7>
(08/04/2008).
- Ritchie, (1983). In: *Limitations to Efficient Water Use in Crop Production*. Taylor et al. Eds. ASA, CSCA, SSSA, Madison, Wis, USA.
- Rodrigues, Abel M.; Pita, G. P. A. (1997). *Balanço energético em Montado de Sobreiro. Silva Lusitana* Vol. 5, nº 1 (separata).
- Rodriguez-Iturbe, I. (2000). Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, vol. 36 (1): 3-9.
- Ryan, M.G. & Yoder, B.J. (1997). Hydraulic limits to tree height and growth. *Bioscience* 47, 235-242.
- Sala A. & Tenhunen J.D. (1999). Simulations of canopy net photosynthesis and transpiration in *Quercus ilex* L. under the influence of seasonal water drought. *Agr. Forest Meteorol.* 78: 203-222.

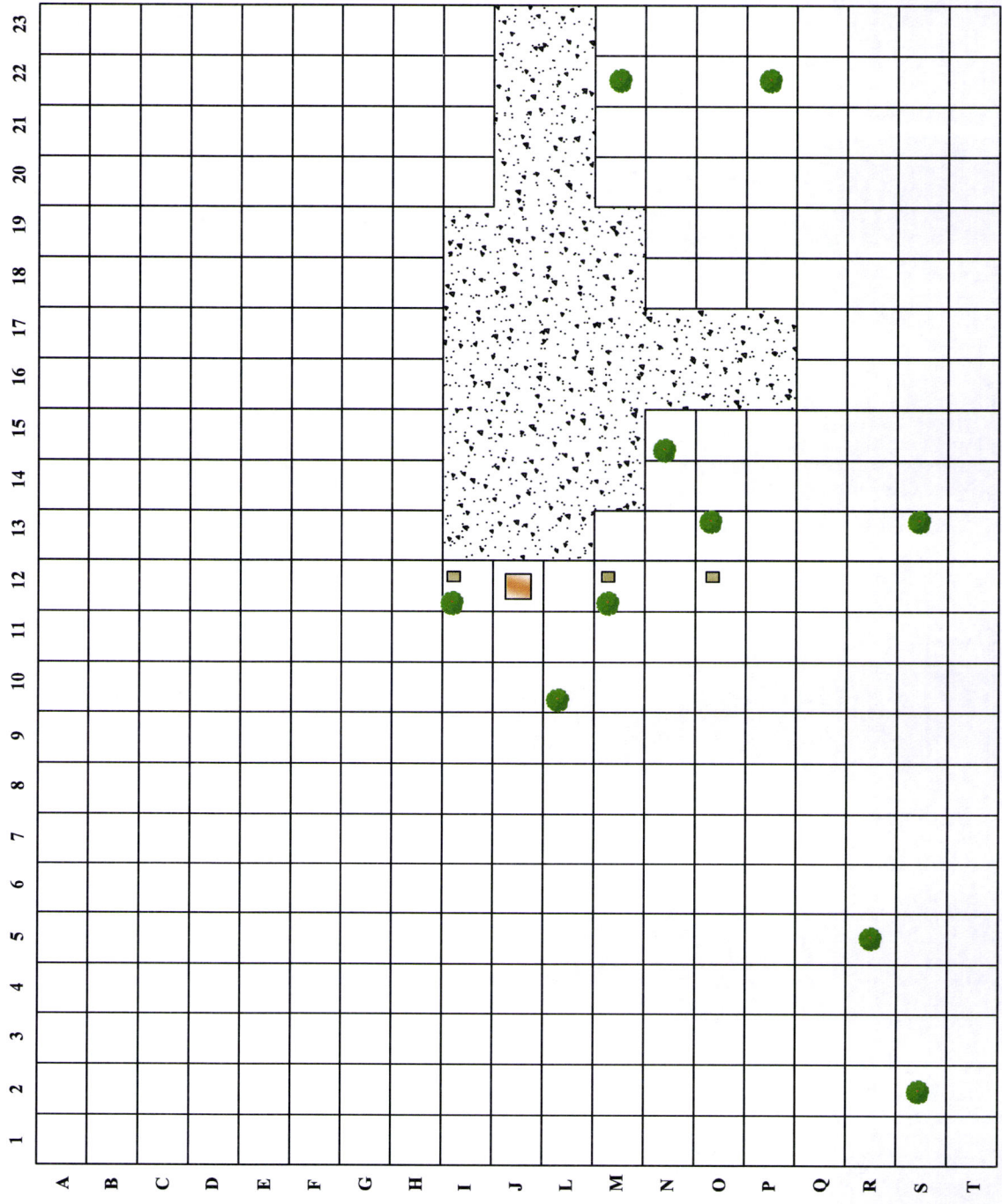
- Salisbury, F. & Ross, G. (1985). *Plant Physiology* (3rd Ed.). Wadsworth, Inc. Cal. U.S.A.
- Santos, E. D.; Forbres, K.; Moita, R. (2002) (Eds.). *Climate change in Portugal: scenarios, impacts and adaptation measures* (SIAM project). © Gradiva – Publicações.
- Schambil, Fred & Dietrich Woermann (1989). Radial transport of water across cortical sleeves of excised roots of *Zea mays* L. (Abstract). © Springer-Verlag, GmbH. ISBN: 0032-0935. Vol. **178**: 488-494. DOI: 10.1007/BF00963819; acesso (internet) via b-on.pt; 26/05/2005.
- Scholander, P. F.; Hammel, H. T.; Bradstreet, E. D. & Hammjngen, E. A. (1965). *Sap pressure in vascular plants*. *Science*: **148**: 339-346.
- Shiozawa, S. & Campbell, G.S. (1991). On the calculation of mean particle diameter and standard deviation from sand, silt and clay fractions. *Soil Sci.* **152**: 427-431.
- Schulze, E.-D. & H. Zwolfer (1987) (Eds). *Potentials and limitations of ecosystems analysis*. © Springer-Verlag, Heidelberg, New York. ISBN 3-540-17138-X.
- Slavik, Bohdan (1974). *Methods of studying plant water relations*. Ecological Studies Vol. 9. Springer-Verlag Berlin, Heilderberg, New York.
- Saxton, K. E. (2000). Hydraulic properties calculator (on line). Sítio web: bsyse.wsu.edu/saxton/soilwatr/ (11-04-2000; 18:27).
- Saxton, K.E.; W.J. Rawls; J.S. Romberg, R.I: Papendick (2000). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50(4)**: 1031-1036.
- Silvestre, José Manuel Couto (2003). *Evapotranspiração e funcionamento hídrico em Vitis vinifera* L. Dissertação de doutoramento em engenharia agrónómica. Instituto Superior Técnico, UTL; Lisboa. 222 pp.
- Smith. M.; Allen, R.; Monteith, J. L.; Perrier, A.; Pereira, L. Santos; Segreen; A. (1990). *Expert Consultation on Revision of FAO Methodologies for Crop Water Requirements*. FAO, 28-31 May. Rome, Italy.
- Shiozawa, S. & Campbell, G.S. (1991). On the calculation of mean particle diameter and standard deviation from sand, silt and clay fractions. *Soil Sci.* **152**: 427-431.
- Steppe, Kathy; Veerle Cnudde; Catherine Girard; Raoul Lemeur; Jean-Pierre Cnudde; Patric Jacobs (2004). Use of X-ray computed microtomography for non-invasive determination of wood anatomical characteristics. *Journal of Structural Biology* **148**: 11-21; www.sciencedirect.com; doi 10.1016/j.jsb.2004.05.001.
- Stockle, Claudio O. (1996). *Cropsyst – Cropping Systems Simulation Model Manual*. Washington State University, Pullman (USA). www.bsyse.edu/
- Stockle, Claudio O. & Campbell, G. S. (1989). Simulation of crop response to water and nitrogen: an example using spring wheat. *Transactiosn of the A.S.A.E.*
- Tanner, C. B. & Sinclair, T. R. (1983). “Efficient water use of crop production”. In Taylor *et al.* (eds.).
- Tatarinov, Fyodor; Jiri Kucera; Emil Cienciala (2005). The analysis of physical background of tree sap flow measurement based on thermal methods. *Measurement, Science and Technology*, **16**: 1157-1169. © 2005 IOP Publishing. Ltd.. In: www.stacks.iol.org/MST/1157





- Taylor, Christopher M; Richard J. Harding; Allan J. Thorpe; Pierre Bessemoulin (1997). A mesoscale simulation of land surface heterogeneity from HAPAEX-Sahel. *Journal of Hydrology* **188-189**: 1040-1066.
- Taylor, Christopher M. (2000). The influence of antecedent rainfall on Sahelian surface evaporation. *Hydrol. Process.* **14**, 1245-1259.
- Taylor, H. M.; Jordan, W. R.; Sinclair, T. R. (eds.) (1983). Limitations to efficient water use in crop production. ASA, CSCA, SSSA. Madison, Wis, USA.
- Teixeira Filho J., Damesin C., Rambal S., Joffre R. (1998). *Ann. Sci. For.* **55**: 173-190.
- Tenhunen, J D; F M Catarino O L Lange; W C Oechel (1987; Eds.). *Plant Response to Stress – Functional Analysis in Mediterranean Ecosystems*. NATO ASI Series, series G: Ecological Sciences, Vol. 15. © Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN 3-387-16082-5
- Tenhunen, J D; W Beyschlag; Lange, O L; P C Harley; (1987). “Changes during summer drought in leaf CO₂ uptake rates of macchia shrubs in Portugal: Limitations due to photosynthetic capacity, carboxylation efficiency and stomatal conductance”. In: Tenhunen *et al.* (1987; Eds.); Ch. 1, p. 305-327.
- Thompson, S.J. and C.F. Armstrong (1987). Calibration of the Watermark Model 200 Soil Moisture Sensor. *Applied Engineering in Agriculture*, Vol 3 (2): 186-189.
- Tinoco, Ignácio; Kenneth Sauer; James C. Wang *et al.*; (1995). *Physical Chemistry: Principles and Applications in Biological Sciences*. Prentice Hall, 2nd Ed. New Jersey, U.S.A. ISBN 0-13- 186 545 - 5
- Topp. G.C.; Davies, J.L.; Annan, A.P. (1980). Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurement in Coaxial Transmission Lines. *Water Resources Research*, **16(3)**: 574-582.
- Topp. G.C.; Davies, J.L.; Annan, A.P. (1982a). Electromagnetic Determination of Soil Water Content Using TDR. I. Applications to Wetting Fronts and Steep Gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **46**: 672-678.
- Topp. G.C.; Davies, J.L.; Annan, A.P. (1982b). Electromagnetic determination of soil water content using TDR. II. Evaluation of installation and configuration of parallel transmission lines. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **46**: 678-684.
- Tyree, M.T.; Sperry, J.S. (1989). Vulnerability of xylem to cavitation and embolism. *Ann Rev. Plant Physiol. Molec. Biol.* **40**: 29-38.
- Valente, F.; J.S. David; J.H.C. Gash (1997). Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forest in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology* **190**: 141-162.
- van de Griend, A. A. & M. Owe (1994). Bare soil surface resistance to evaporation by diffusion under semiarid conditions. *Water Resour. Res.*, **30(2)**: 181-188.
- © American Geophysical Union (1994). Abstract disponível em www.agu.org/punbs/crossref/1994/93ER02747.shtml.
- *van der Honert, T. H. (1948). Water transport in plants as a catenary process. *Discuss. Faraday Soc.* **3**: 146-153. Citado por Lhomme *et al.* (2001).
- *Wallace, J. S. & Holwill, C. J. (1997). Soil evaporation from Tiger-Bush in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, **188-198**: 426-442. (Cit. por Mu *et al.*, 2007)

- Wagner, Frank; Ana Maria Silva, João Corte-Real; Sérgio Pereira e Nuno Belo (2004). *Big Desert Event over Portugal and Spain*. In Newsletter N° 0; CGE/DFIS, www.cge.uevora.pt.
- Weston, G. D. (1994). "Plants and Water". In *Crop Physiology* (Chap 3); A. Cobb (ed.), Nottingham. © Butter Heinemann. Oxford, U.K.
- White, Gerald .M. & Ross, Ira J. (1991). "Humidity". In *Instrumentation and Measurement for Environmental Sciences* (Chap. 8); In Henry *et al.*(1991) eds..
- Winterton, R. H. S. (© 1997). *Heat transfer*. Oxford University Press, Inc., New York.
- Wong, S. C.; I. R. Cowan & G. D. Farquhar (1979). Stomatal conductance correlates with photosynthetic capacity. *Nature*, Vol. 282 (22 November): 224-226.
- Wullschleger, Stand D.; Meinzer, F. C.; Vertessey, R. A. (1998). A review of whole-plant water use studies in trees. *Tree Physiology*, **18**: 499-5112. Tree Physiology on-line, www.heronpublishing.com.
- * Young, H.E; Ribe, J.H; Wainwright, K., (1980). Weight tables for tree and shrub species in Main. Life Sciences and Agricultura Experimental Station, University of Main at Orono. Miscellaneous report 230. (Citado por Friend *et al.*, 1997).
- Young; H. James (1991) "Moisture: Spectrophotometric methods" (Chapter 7). In: Henry *et al.* (Eds).
- Zhang, J.; Schurr, U Davies, W.J. (1987). Control of stomatal behaviour by abscisic acid which apparently originates in the roots. *J. Exp. Bot.* **38**: 1174 – 1181.
- Zhang, J.; Davies, W.J. (1990). Does ABA in the xylem control the rate of leaf growth in soil-dried maize and sunflower plants? *J. Exp. Bot.* **41**: 1125 – 1132.
- Zimmermann, U.; R. Benkert; J. Rygol Schneider: J.J. Zhu & G. Zimmermann, 1993. "Xylem pressure and transpiration in higher plants and tall trees". In: *Water Deficits*. Smith, JAC & Griffiths (Eds). Bios Scientific Publ.

ANEXOS

Anexo1- Esquema de uma secção do campo experimental, Mitra
 Quadrícula 4m x 4m



-  *Quercus suber*,
diâmetro da copa: 1,29m
altura : 1,33m
-  *Agrostis castellana*
-  Estação climatológica
(2 x 2m)
-  Perfis pedológicos
(0,8 x 1 x 0,60m)

Linhas 1 a 22 - Representação da armação do terreno em valas e cômodos

Linhas 11 e 12 - Possuem sensores de temperatura e potencial matricial a 10 e 30cm de profundidade

ANEXO 2:		Trocas gasosas em folhas da árvore "P2" após rega (30 mm) em 23/Ago/2001 (10:00h)													MITRA:	
[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]	[13]	[14]	[15]		
Datas	Hora do dia	HR(%)	Ta(âmara)	Tfolha	DPV	PAR	Cond (ge)	ge max	Transp.	Transp.X	Amostra	ETo	Pb [kPa]	Alt. [m]		
		%	°C	°C	[kPa]	[$\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \text{ s})$]	[$\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{ s})$]	[$\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{ s})$]	[$\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{ s})$]	[$\text{mmol}/(\text{m}^2 \text{ s})$]	[mm/dia]	[mm/dia]	[mm/dia]	[mm/dia]		
											N folhas					
											Trf			<U>		
23-Ago	18:30_19h	21,3	35,3	35,0	3,62	1190	92	121	5,13	6,39	3,06	8	6,91	4,04		
27-Ago	14:45_15h	25,5	33,1	34,6	3,42	1890	155	202	8,12	10,51	4,48	9	5,19	5,92		
28-Ago	14:45_15h	30,4	29,9	29,6	2,32	556	61	87	2,16	2,97	1,28	9	4,27	1,69		
30-Ago	14:30_15h	30,5	29,8	29,4	2,29	535	62	87	2,17	2,97	1,31	8	5,99	1,73		
02-Set	18_18:30H	28,3	32,6	32,7	2,99	1860	194	241	8,89	11,32	4,91	7	6,26	6,48		
03-Set	10_10:30h	23,1	33,4	33,4	3,15	541	101	168	4,89	7,75	3,29	8	5,72	4,35		
03-Set	15_15:30h	26,2	34,6	34,4	3,28	1240	108	176	5,43	8,87	3,21	8	5,72	4,24		
03-Set	18:30_19h	22,8	35,0	35,0	3,28	213	108	176	5,43	8,87	3,21	8	5,72	4,24		
04-Set	17:30_19h	33,6	33,1	32,6	2,75	1180	92	164	3,88	6,97	2,33	6	5,93	3,07		
Agrupado	média	26,9	33,0	33,0	3,01	1023	108	158	5,12	7,40	3,01	...	5,74	4,88		
	dp	4,14	1,99	2,16	0,47	602	42,5	51,4	2,30	2,96	1,24	...	0,72	1,04		
	cv	0,15	0,06	0,07	0,16	0,59	0,39	0,32	0,45	0,40	0,41	...	0,13	0,21		
	max	33,6	35,3	35,0	3,62	1890	60,6	241,5	2,2	3,0	4,9	...	4,3	1,7		
	min	21,3	29,8	29,4	2,29	213	193,5	87,3	8,9	11,3	1,3	...	6,9	6,5		
# Dias mais favoráveis	n	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7		
média	média	25,8	33,9	34,0	3,21	1159	121	178	5,97	7,40	3,50	...	5,72	5,25		
dp	dp	4,16	1,1	1,05	0,28	621	38,3	37,0	1,83	2,96	0,89	...	0,54	1,12		
cv	cv	0,16	0,03	0,03	0,09	0,54	0,32	0,21	0,31	0,40	0,25	...	0,09	0,21		
max	max	33,6	35,3	35,0	3,62	1890	194	241	8,89	11,3	4,91	...	6,91	6,48		
min	min	21,3	29,8	29,4	2,75	213	92	121	3,88	7,40	2,33	...	5,19	3,07		

Notas. O quadro representa um período de 11 dias, um período longo em fisiologia vegetal. As colunas [3] a [7] referem-se às variáveis do microclima da folha na câmara do porómetro de difusão (Li-Cor 1600 M); a condutância aerodinâmica da camada-limite foliar é $2.0 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Sob intenso déficit hídrico a condutância estomática-cuticular (g_s) é $\leq 100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, em média ~60 (Anexo 3; 2002); em 09/07/2001, a média foi 47 ± 25 (plantas: P1, P2 P3 e P4). A evolução sazonal de g_s reflecte a resposta dos estomas à variação da água do solo (regas localizadas em 22, 28 e 30/Ago., com 3,8 litros ou 30 mm por árvore, originando um bolbo molhado com 30-40 cm de profundidade), com aumento de g_s passados 2-3 dias: g_s do dia 23 é 2,4 vezes superior ao valor "testemunha" do dia 9/Ago., mas só nos dias 27/Ago. ($K_{cb} = 1.14$) e 02/Set. ($K_{cb} = 1.04$) a transpiração foi máxima: $\langle K_{cb} \rangle = \langle U \rangle / E T_o = 0.85$. A taxa de extração de água (U) pelas raízes resulta da conversão da taxa transpiratória foliar (T_{rf}) expressa em mm dia^{-1} (à escala da folha e após integração temporal sinusoidal) multiplicada pelo índice de área foliar iluminado ($L_i = 1.35 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$). Neste exemplo, a média da $g_s(\text{max})$ é 236, 66% vezes menor que a máxima (355) observada em pleno conforto hídrico, na Primavera de 2002. Conversões: a) PAR: 1 Einstein = 1 mol fótons; b) PAR/2.2 = W m^{-2} ; c) **Transp**(tração) molar ([8]) x 44100 J mol^{-1} = W m^{-2} (fluxo de calor latente). Mitra, Évora: Altitude: 300 m; Pressão atmosférica: 97.8 kPa.

ANEXO 3. Como no Anexo 2.

[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]	[13]	[14]	[15]	[16]	[17]	[18]	[19]
2002	Hora oficial	mm/dia	%	°C	°C	uE/(m ² s)	mmol/(m ² s)	mmol/(m ² s)	mmol/(m ² s)	Transp	[kPa]	[mm/dia]	[mm/dia]	DPV	Potencial hídrico (MPa)	Amostras, n	Árvore	
Data	Tempo	ETo	HR	Tcuvete	Tf	PAR	Cond.(gs)	gs_máx	Transp	Transp	[kPa]	<U(t)>	Kcb(PV)	Conforto	Défice hídrico	folhas	árvores	
16-Mai	15:00_16:30	5,49	33,4	29,0	30,9	1675	197,6	294,9	5,32	3,14	1,75	4,89	0,89	-2,26	...	34	2	P1aP4
20-Mai	14:00_16:30	6,20	34,1	27,7	27,6	1142	241,2	691,4	5,48	3,26	3,05	5,08	0,90	-2,24	...	56	7	P1aP6;P2b
27-Mai	15:00_17:00	6,04	31,5	24,3	24,1	1521	206,7	436,2	4,52	3,18	1,01	4,95	0,90	-2,21	...	33	2	P1aP4
01-Jun	15:00_17:50	7,14	26,0	33,6	33,3	1396	192,1	295,9	7,27	4,40	2,39	6,86	0,96	-2,28	...	34	2	P1aP4
03-Jun	15:50_17:15	4,43	31,5	25,5	25,3	1370	243,1	401,7	5,50	2,33	1,33	3,62	0,82	-2,22	...	24	3	P1;P3;P4
10-Jun	19:00_19:45	8,14	26,2	27,2	26,9	757	125,6	182,5	3,36	4,30	1,79	6,70	0,82	-2,24	...	12	2	P2;P4
11-Jun	10:00_10:45	11,98	32,8	29,9	29,6	1596	176,4	240,6	5,04	5,76	2,03	8,98	0,73	-2,26	...	16	2	P2;P4
11-Jun	14:15_15:15	11,98	15,0	38,9	38,8	1726	185,5	394,2	10,99	6,71	2,71	10,45	0,87	-2,32	...	16	2	P2;P4
12-Jun	17:30_18:30	6,68	31,0	31,0	31,4	376	132,2	380,0	3,99	2,97	1,02	4,63	0,73	-2,27	...	19	1	P4(20 fol)
15-Jun	15:20_16:20	8,03	20,9	37,4	37,4	1640	144,4	236,4	7,43	4,55	3,05	7,08	0,88	-2,31	...	16	2	P2;P4
03-Jul	14:45_15:30	7,98	26,9	33,4	33,4	1801	116,7	214,4	4,30	2,62	1,95	4,09	0,51	...	-2,57	16	2	P2;P4
12-Jul	14:15_15:10	7,47	34,0	33,9	33,8	1792	96,7	148,8	3,14	1,90	2,05	2,96	0,40	...	-2,58	16	2	P2;P4
17-Jul	14:15_15:10	9,51	23,9	39,4	39,2	1762	57,4	137,4	3,16	1,91	2,23	2,98	0,31	...	-2,62	16	2	P2;P4
19-Jul	15_16:30	7,53	24,7	37,5	37,3	1548	65,6	113,1	3,19	1,91	2,73	2,97	0,39	...	-2,61	32	2	P2;P5
22-Jul	15:15_16:30	3,81	46,3	25,3	25,3	658	130,4	242,1	2,31	1,37	0,92	2,14	0,37	...	-2,50	12	2	P2;P4
24-Jul	16:30_18:00	8,32	17,7	39,3	39,2	1249	45,9	72,0	2,79	1,66	3,77	2,58	0,56	...	-2,62	14	2	P2;P4
27-Jul	16:30_18:00	8,14	18,0	39,5	39,5	1309	36,1	64,4	2,27	1,34	3,42	2,08	0,51	...	-2,62	12	2	P2;P4
31-Jul	13:50_15:45	7,73	21,4	36,1	35,9	1716	63,2	101,3	3,08	1,82	4,68	2,83	0,56	...	-2,59	13	2	P2;P4
02-Ago	15:30_17:20	7,73	16,7	36,0	35,9	1568	53,7	77,5	2,71	1,58	4,92	2,46	0,57	...	-2,59	12	2	P2 e P4
02-Ago	15:30_17:20	7,73	15,9	35,9	35,8	1535	49,6	77,5	2,51	1,46	4,92	2,28	0,88	...	-2,59	18	3	P2;P4;P1
07-Ago	14:0_15:15	6,97	24,5	37,0	36,8	1684	37,9	56,4	1,84	1,07	4,74	1,66	0,69	...	-2,60	18	3	P2;P4;P1
12-Ago	14:0_16:10	8,96	11,1	42,1	42,3	1721	41,2	124,3	3,13	1,78	7,41	2,78	0,57	...	-2,65	19	3	P2;P4;P1
14-Ago	14:30_16:20	6,76	33,1	33,0	32,9	1634	68,0	97,4	2,38	1,35	3,38	2,10	0,60	...	-2,57	12	2	P1;P4
17-Ago	14:50_17:00	7,14	24,7	36,3	36,3	1553	45,3	68,8	2,11	1,19	4,59	1,85	0,55	...	-2,60	18	3	P1;P4;P2
20-Ago	14:35_16:30	6,76	22,5	36,1	36,4	1627	36,9	63,4	1,80	1,00	4,75	1,56	0,63	...	-2,60	15	3	P1;P4;P2
22-Ago	14:37_15:55	6,47	28,5	31,3	31,2	1635	58,5	87,4	2,08	1,16	3,41	1,81	0,69	...	-2,55	18	3	P1;P4;P2
Conforto	MAX	11,98	34,1	38,9	38,8	1726	222,84	691,42	10,92	6,71	3,05	10,45	0,96	-2,21
hídrico	Min	4,43	15,0	24,3	24,1	376	110,98	182,53	3,36	2,33	0,77	3,62	0,73	-2,32
(apenas)	Média	7,61	28,2	30,5	30,5	1320	175,89	355,40	5,73	4,06	1,78	6,32	0,85	-2,262
	Desvpad	2,56	6,2	4,9	4,9	442	36,87	144,57	2,27	1,37	0,77	2,13	0,07	0,04
	n_amostra	10	10	10	10	10	10	10	10	0,34	10	10	10	10
Défice	MAX	9,51	46,3	42,1	42,3	1800,6	116,35	242,12	4,29	2,62	7,41	4,09	0,56	...	-2,50
hídrico	Min	3,81	11,1	25,3	25,3	658,3	36,07	56,45	1,73	1,00	0,92	1,56	0,23	...	-2,65
	Média	7,44	24,4	35,7	35,7	1549,5	61,33	109,14	2,69	1,57	3,74	2,45	0,33	...	-2,59
	Desvpad	1,26	8,5	3,9	3,9	283,4	23,14	54,11	0,70	0,42	1,58	0,65	0,09	...	0,03
	n_amostra	16	16	16	16	16	16	16	16	0,42	16	16	16	16	...	16,00

As leituras foram feitas tendencialmente em 6-8 folhas por árvore de uma amostra de 10 árvores inicialmente etiquetadas e convenientemente afastadas entre si. As leituras em 20/Mai, em 7 árvores, serviram para efectuar testes "t" de Student para a comparação das médias da taxa transpiratória, tendo-se seleccionado 4 (P1, P2, P3 e P4) árvores como base das medições até ao fim.

ANEXO 4: Dados meteorológicos para a determinação da ETo (28 a 30 de Junho de 1997)

[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]	[13]	[14]	[15]
Data	hora	Tar (°C)	HR(%)	Rg(W/m ²)	vento a 6 m u ₆ (m/s)	Chuva mm/dia	vento a 2 m u ₂ (m/s)	gama kPa/K	es(Ta) kPa	DPV(kPa)	gama Delta kPa/K	zama(m)	gama*	ETo kg/(m ² s)
28-Jun-97	1	13,99	78,05	0,00	3,27	0,0	2,6	0,067	1,596	0,350	0,103	99,2	0,114	8,05E-06
28-Jun-97	2	13,39	81,58	0,00	2,85	0,0	2,3	0,067	1,535	0,283	0,099	114,1	0,108	5,91E-06
28-Jun-97	3	13,09	83,14	0,00	3,54	0,0	2,8	0,067	1,505	0,254	0,098	91,6	0,118	6,35E-06
28-Jun-97	4	13,03	83,90	0,00	4,07	0,0	3,2	0,067	1,500	0,242	0,097	79,7	0,126	6,72E-06
28-Jun-97	5	12,50	84,14	0,00	3,76	0,0	3,0	0,067	1,448	0,230	0,094	86,4	0,121	6,10E-06
28-Jun-97	6	12,26	82,42	26,18	4,02	0,0	3,2	0,067	1,425	0,251	0,093	80,8	0,125	1,05E-05
28-Jun-97	7	13,09	74,98	183,09	4,09	0,2	3,3	0,067	1,505	0,377	0,098	79,3	0,126	3,56E-05
28-Jun-97	8	14,71	63,89	382,83	4,00	0,0	3,2	0,067	1,672	0,604	0,107	81,1	0,125	7,15E-05
28-Jun-97	9	16,49	51,26	584,83	4,14	0,0	3,3	0,067	1,875	0,914	0,119	78,4	0,127	1,12E-04
28-Jun-97	10	17,57	40,18	758,30	4,83	0,0	3,9	0,067	2,007	1,200	0,126	67,2	0,137	1,48E-04
28-Jun-97	11	18,66	35,76	888,38	4,51	0,0	3,6	0,067	2,149	1,381	0,134	72,1	0,132	1,76E-04
28-Jun-97	12	19,30	33,30	973,93	4,66	0,2	3,7	0,067	2,236	1,492	0,139	69,7	0,134	1,94E-04
28-Jun-97	13	20,33	31,09	1009,00	4,72	0,0	3,8	0,067	2,385	1,644	0,147	68,7	0,135	2,07E-04
28-Jun-97	14	21,37	29,79	989,82	4,82	0,0	3,8	0,067	2,542	1,785	0,156	67,4	0,137	2,11E-04
28-Jun-97	15	21,74	27,19	916,33	5,18	0,0	4,1	0,067	2,600	1,893	0,159	62,7	0,142	2,02E-04
28-Jun-97	16	21,81	27,22	782,56	5,42	0,0	4,3	0,067	2,611	1,901	0,159	59,9	0,145	1,80E-04
28-Jun-97	17	20,95	29,01	616,70	5,44	0,0	4,3	0,067	2,477	1,758	0,152	59,6	0,146	1,48E-04
28-Jun-97	18	19,48	29,80	425,79	6,09	0,0	4,9	0,067	2,262	1,588	0,140	53,3	0,155	1,13E-04
28-Jun-97	19	17,97	35,43	220,21	5,51	0,0	4,4	0,067	2,059	1,329	0,129	58,9	0,147	7,29E-05
28-Jun-97	20	16,60	41,49	55,76	5,03	0,0	4,0	0,067	1,887	1,104	0,119	64,5	0,140	4,08E-05
28-Jun-97	21	14,64	48,32	0,00	4,28	0,0	3,4	0,067	1,665	0,861	0,107	75,8	0,129	2,38E-05
28-Jun-97	22	13,44	54,64	0,00	3,17	0,0	2,5	0,067	1,540	0,698	0,100	102,3	0,113	1,59E-05
28-Jun-97	23	12,67	63,16	0,00	3,54	0,0	2,8	0,067	1,465	0,540	0,095	91,6	0,118	1,36E-05
28-Jun-97	24	12,08	69,35	0,00	2,93	0,0	2,3	0,067	1,409	0,432	0,092	110,7	0,109	9,59E-06

Nota: ETo é variável-argumento da equação [3.56] que prediz a densidade de fluxo de seiva no xilema, utilizada na Fig. 3.48-A a C. Todas as variáveis foram identificadas em "Material e Métodos".

ANEXO 5

Mapa de distribuição dos carvalhos em Portugal Continental

- **Espécies florestais:**
- 1. *Quercus robur*
- 2. *Quercus pyrenaica*
- 3. *Quercus canariensis*
- 4. *Quercus faginea*
- 5. *Quercus suber* (sobreiro)
- 6. *Quercus rotundifolia* (azinheira)

- (Fonte: Inventário Florestal Nacional. Distribuição da Floresta em Portugal Continental. [Imagem: 9CC037B4-35FO-4B88-A372-450X844].
- Direcção Geral das Florestas, 1999).

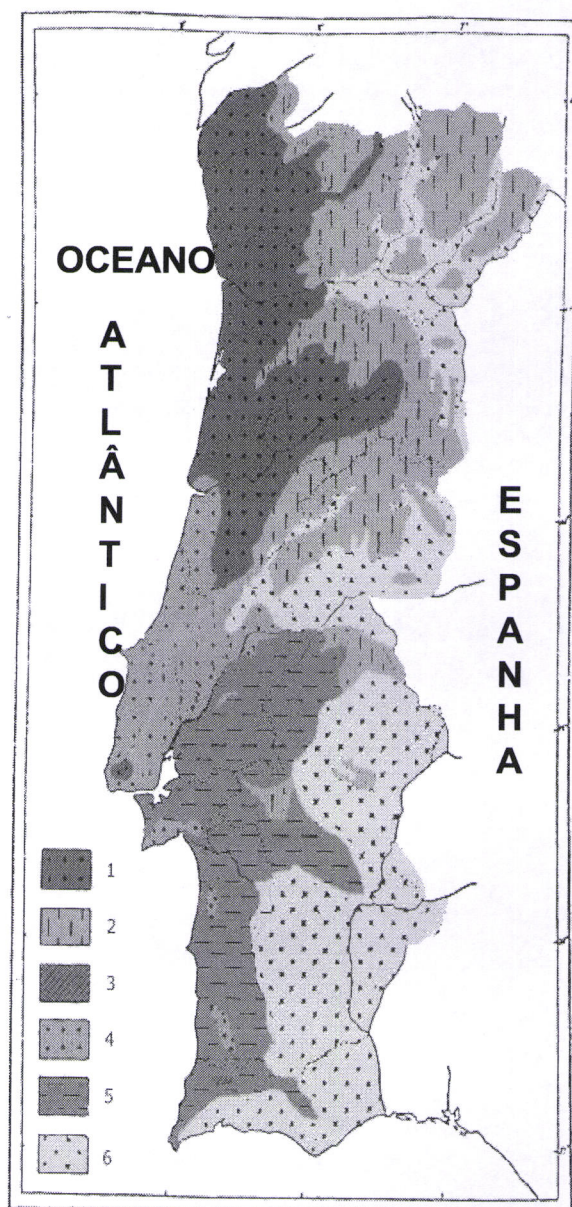


Fig. 1 - Zonas de Predominância dos Carvalhos

1 - *Quercus robur*; 2- *Quercus pyrenaica*; 3 - *Quercus canariensis*;
4 - *Quercus faginea*; 5 - *Quercus suber*; 6 - *Quercus rotundifolia*