Silva Lusitana ***11****(1): 31 - 60, 2003*
© EFN, Lisboa. Portugal

Fluxos de Massa e Energia na Camada Limite Atmosférica em Montado de Sobro

Abel Martins Rodrigues* e Gabriel Paulo Alcântara Pita**
*Investigador Auxiliar
Estação Florestal Nacional. Departamento de Silvicultura e Produtos Florestais,
Av. da República, Quinta do Marquês. 2780-149 OEIRAS
** Professor Auxiliar
Departamento de Engenharia Mecânica. Instituto Superior Técnico, Av. Rovisco Pais,
1049-001 LISBOA

Sumário. Para uma caracterização físico-ambiental do montado de sobro e verificação da aplicabilidade e generalização ao montado de sobro dos padrões gerais de funcionamento físico-ambiental dos ecossistemas florestais, procedeu-se à medição, numa torre de 16m de altura, na camada de fluxo constante do balanço radiativo, dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível, pelos métodos de covariância turbulenta e aerodinâmico iterativo e dos diversos termos de armazenamento energético. As campanhas de aquisição de dados no campo decorreram em dezasseis dias sem precipitação nos períodos de Maio a Outubro dos anos de 1997, 1998 e 1999. A média total dos valores médios diários das razões entre o somatório dos fluxos turbulentos, obtidos pelo método de covariância turbulenta e o balanço radiativo foi de 77%, valor típico para ecossistemas florestais. O fecho do balanço energético apresentou uma boa qualidade. Os valores de fluxo de calor sensível aumentaram com os correspondentes de balanço radiativo e velocidade de fricção. Verificou-se também uma relação indirecta entre o fluxo de calor latente e o balanço radiativo, típica de cobertos florestais.
Palavras-chave: montado; camada limite; balanço energético; fecho; evaporação; qualidade

Abstratct. A physical characterization of cork oak stands in order to verify the applicability and generalization to that ecosystem of general environmental physical principles of forests was made. At a 16m tower in a cork oak stand, experimental measurements were done, in the constant flux layer of net radiation, of latent and sensible turbulent heat fluxes, by eddy covariance and aerodynamic methods and of the storage energy terms. The field campaigns for measurements were made in sixteen days in the periods of May-October of 1997, 1998 and 1999. The total mean daily ratio between the sum of the turbulent fluxes and net radiation was 77%, typical of data of forest canopies. A reasonable energy budget closure quality was obtained. The sensible heat fluxes increased mainly with net radiation and friction velocity. An indirect relation between latent heat flux and net radiation, typical of forest ecosystems, was shown.
Keywords: cork oak stand; boundary layer; energy budget; closure; evaporation; quality

Résumé. Afin de faire une caractérisation physique et ambiantale du peuplement de chêne--liège, vérification de l'applicabilité et de la généralisation des modèles généraux du fonctionnement physique et ambiantale des écosystèmes forestiers l'étude suivante a été

E-mail: abel.rodrigues@efn.com.pt

réalisée. Á partir d'une tour de 16 m de hauteur, le mesurage des flux turbulents de chaleur latente et sensible a été effectué dans la couche de flux constant du bilan radiatif par des méthodes de covariance turbulente et d'aérodynamique itérative et en plusieurs termes d'emmagasinage énergétique. Les campagnes de récolte de données sur le terrain ont eu lieu en seize jours, sans précipitation, entre Mai et Octobre au cours des années 1997, 1998 et 1999. La moyenne totale des valeurs moyennes quotidiennes des rapports entre la somme des flux turbulents obtenus par la méthode de co-variance turbulente et le bilan radiatif a été de 77%, une valeur typique des systèmes forestiers. La fermeture du bilan énergétique a présenté une bonne qualité. Les valeurs de flux de la chaleur sensible ont augmenté en correspondance avec le bilan radiatif et la vitesse de friction. Le rapport indirecte entre le flux de chaleur latente et le bilan radiatif, typique des couverts forestiers, a aussi été vérifié.
Mots clé: peuplements de chêne-liège; couche limite; bilan énergétique; fermeture; évaporation; qualité

Introdução

Um adequado planeamento da agricultura do século XXI em termos de modelação da respectiva produtividade e impactes ambientais, deverá considerar factores associados à caracterização fisico-ambiental dos ecossistemas florestais, em termos de cálculo dos fluxos atmosféricos de massa e de energia e estabelecimento do respectivo balanço energético. Em particular para o montado de sobreiro *Quercus suber L.* que em Portugal, primeiro produtor mundial, ocupa uma área da ordem de 600 000 ha, serão de considerar os problemas de stress hídrico e de rigor microclimático, caracterizado por temperaturas elevadas e humidades relativas baixas, e de erosão por via eólica e hídrica do solo no Alentejo.

Os estudos relativos à problemática dos fluxos atmosféricos turbulentos e dos fenómenos processados na camada limite, localizada na zona de contacto da atmosfera com as diversas superfícies, são assim fundamentais. Estes estudos possibilitam uma compreensão da dinâmica das relações solo-planta-atmosfera, de algumas das variáveis subjacentes ao processo de evapotranspiração e à sustentabilidade económica da produção do montado de sobro nacional. É assim possível a obtenção de resultados de caracterização ambiental, com importância para diagnóstico, simulação e desenvolvimento de modelos, sobre tais matérias.

O presente artigo constitui, no contexto acima a primeira parte da Dissertação da Tese de Doutoramento em Eng. do Ambiente, "Fluxos de Momento Massa e Energia na Camada Limite Atmosférica em Montado de Sobro" apresentada e aprovada no Instituto Superior Técnico em Junho de 2002. Os objectivos visados com a estratégia experimental foram fundamentalmente os de adaptação ao montado de sobro dos métodos de instrumentação e análise de dados geralmente utilizados para os povoamentos florestais, possibilitando-se assim uma verificação e generalização ao povoamento de sobreiro, dos padrões normais do funcionamento físico-ambiental dos ecossistemas florestais.

Nesta primeira parte da síntese são apresentados os fundamentos e resultados da aplicação das metodologias experimentais de obtenção dos componentes do balanço energético e caracterização microclimática, bem como os procedimentos de controlo qualitativo utilizados. Salvo indicação em contrário,

as unidades utilizadas para as constantes e variáveis serão referidas ao SI. Numa segunda parte será apresentada a caracterização do montado realizada quanto ao regime de evapotranspiração, e caracterização do escoamento turbulento na camada de fluxo constante considerando as equações de continuidade, dos balanços de quantidade de movimento e variância análise espectral, escalas integrais de tempo e comprimento, balanço adimensionalizado de energia cinética e intermitência dos fenómenos turbulentos.

Os resultados obtidos para os fluxos de massa e energia ao nível da camada de fluxo constante, constituem uma amostragem (escala de povoamento) espacial suficientemente significativa para englobar as interacções que sempre ocorrem ao nível da floresta, possibilitando uma generalização expedita dos resultados à escala de povoamentos análogos, quanto a espécie e biologia dos indivíduos. Naturalmente que as medições relativas às escalas do povoamento deverão ser complementadas e comparadas com as medições ao nível das escalas foliares e das árvores.

O balanço radiativo e o armazenamento térmico nos ecossistemas florestais

O balanço energético é uma aplicação da primeira Lei da Termodinâmica aos diversos sistemas, em que os sumidouros são a radiação na gama do infravermelho, a convecção e a evapotranspiração e as fontes são as principais componentes da radiação solar.

Nos ecossistemas florestais, a distribuição de energia pelos vários sumidouros depende da interacção entre factores físicos e fisiológicos, como sejam a disponibilidade de água e energia, os valores dos gradientes de concentração de vapor de água e temperatura entre a superfície e o ar, a intensidade do movimento turbulento e os parâmetros de resistência aerodinâmica e de coberto. A temperatura de qualquer componente do ecossistema será o resultado do balanço entre os inputs e outputs de energia.

A equação do balanço energético pode escrever-se na seguinte forma geral:

$$R_n = H + LE + G + J \quad (1)$$

sendo R_n o balanço radiativo, H o fluxo de calor sensível convectivo, LE o fluxo de calor latente, G o fluxo de calor no solo e J o fluxo de energia armazenada sob as formas física e bioquímica no ar e vegetação, respectivamente. Em condições de instabilidade térmica, de acordo com LAUBACH e McNAUGHTON (1998), os fluxos turbilhonares de calor sensível e latente são ascendentes.

Durante o período diurno o balanço radiativo é o principal input ou fonte de energia em situações não advectivas. O termo R_n é então dominado pelas trocas de radiação de curto comprimento de onda, funcionando o respectivo coeficiente de reflexão como um importante regulador do balanço dessa gama de radiação. A radiação disponível, definida como a diferença $R_n - J - G$, é gasta nos fluxos turbulentos de calor latente e sensível.

O balanço radiativo do ecossistema pode ser representado por uma equação do tipo:

$$R_n = (1-\alpha)S_t + L_d - L_u \quad (2)$$

em que S_t é a radiação solar total (directa + difusa) de onda curta, compreendida nas bandas de 0,15-3μm, L_d e L_u a radiação de grande comprimento de onda, típica do sistema Terra-Atmosfera, compreendida entre os 3μm e os 100μm descendente, e ascendente, respectiva-

mente, e α o coeficiente de reflexão do coberto vegetal (albedo).

De acordo com MONTEITH e UNSWORTH (1990), os termos da equação (2), relativos à radiação de grande comprimento de onda, são estimados pelas expressões seguintes:

$$L_d=213+5,5T \quad (3)$$

$$L_u=320+5,2T \quad (4)$$

sendo T a temperatura do ar, expressa em ^oC.

A intensidade de radiação solar máxima ocorre ao comprimento de onda de 0,48μm. O albedo varia inversamente com a altura solar e depende também de características da superfície como o tipo de vegetação, a estrutura e a humidade do solo.

As superfícies naturais terrestres, p.ex. solos, relva, floresta, neve, são quase corpos negros com emissividades, ε, superiores a 0,9, pelo que a reflexão de radiação de grande comprimento de onda é inferior a 0,1. O albedo das mesmas superfícies é mais variável, sendo máximo da ordem de 95% em neve fresca. Uma superfície florestal apresenta albedos da ordem de 0,05-0,2.

Os albedos florestais são, em média, mais baixos que os relativos a outros cobertos vegetais. Os dados apresentados em referências como OKE (1992), apontam para um albedo da ordem de 0,26 para relvado rasteiro, 0,18-0,25 para culturas agrícolas e 0,05-0,2 para cobertos florestais. A redução do albedo em ecossistemas florestais será devida a absorção de radiação por reflexões internas múltiplas no interior dos copados. A maior retenção de energia solar de curto comprimento de onda induzirá o aquecimento do copado e uma maior emissividade de radiação de grande comprimento de onda. Essa radiação é prontamente absorvida pelo meio adjacente, funcionando como um agente que ameniza ambientes rigorosos de baixa temperatura atmosférica.

O termo de armazenamento J, da equação (1), pode ser decomposto na forma:

$$J = J_H + J_V + J_{veg} + J_{bi} \quad (5)$$

em que os termos J_H, J_V, são, respectivamente, os termos de variação de calor sensível e calor latente na coluna de ar compreendida entre o solo e o plano d de referência de concentração de tensões, adiante definido (pág. 38). Os termos J_{veg} e J_{bi}, correspondem à energia de armazenamento na biomassa e metabólica, respectivamente. Esses termos, de acordo com autores como ASTON (1985) e THOM (1975), podem escrever-se sob as formas seguintes:

$$J_H = \int_0^d \rho c_p \frac{\partial \overline{T}}{\partial t} dz \quad (6)$$

$$J_V = \int_0^d \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{\partial \overline{e}}{\partial t} dz \quad (7)$$

$$J_{veg} = \int_0^d \rho_{veg} c_{veg} \frac{\partial \overline{T_{veg}}}{\partial t} dz \quad (8)$$

sendo ρ_{veg} a massa específica da biomassa, c_{veg} o calor específico da biomassa, $\overline{T_{veg}}$ a temperatura média da vegetação, γ a constante psicrométrica e e a pressão parcial de vapor de água. Nos ecossistemas florestais os termos de armazenamento energético, numa base horária, são importantes. Segundo autores como ASTON (1985) e McCAUGHEY (1985), a ordem de grandeza para os termos de armazenamento em cobertos florestais é de 5 a 10% do balanço radiativo. Tais termos não serão significativos numa

base de medidas de 24 horas, em que ocorre o cancelamento entre o armazenamento libertado à noite e o acumulado de dia.

Os termos J_H e J_V são avaliados pelas equações (6) e (7) a partir das flutuações de temperatura e humidade no ar da camada do coberto abaixo da camada limite superficial. Estes termos (DENMEAD e BRADLEY 1985) são em geral de reduzida importância podendo, contudo, ser significativos quando o volume de ar delimitado pelo povoamento for substancial (OKE, 1992).

Em termos diários, o termo de armazenamento de calor sensível segue um padrão descrito por referências como McCAUGHEY e SAXTON (1988). Estes autores, com base em medições realizadas em povoamento misto de folhosas no Petawawa National Forestry Institute, Canadá, verificaram que, em condições de céu limpo, o referido termo é máximo de manhã, com o aquecimento iniciado ao nascer do Sol, após o que vai decrescendo até ao fim da tarde. Já o termo de armazenamento de calor latente na atmosfera do copado, apresenta uma oscilação irregular traduzindo um padrão errático.

Para efeitos de cálculo do armazenamento térmico na biomassa, McCAUGHEY e SAXTON (1988) consideram que numa floresta homogénea, composta de árvores da mesma idade e de uma única espécie florestal, o comportamento térmico de uma árvore representa a totalidade da população.

A heterogeneidade da biomassa dum coberto florestal como o montado de sobro, leva a decompor o respectivo termo de armazenamento, J_{veg}, em componentes relativas ao tronco, J_{tr}, e ás folhas e ramos J_{copa}.

A inércia térmica dos troncos, derivada do seu volume e massa e baixa difusividade térmica, provoca desfasamentos entre a temperatura do ar e as temperaturas dos troncos medidas no sentido radial. Um método para estimar J_{tr} é o indicado por MOORE e FISCH (1986) para o cálculo do fluxo radial de calor num cilindro semi-infinito com um regime diário de temperatura sinusoidal. Considerando, como fazem LEE e BLACK (1993b) e VALENTE (1999), que a temperatura da superfície dos troncos é igual à temperatura do ar, a taxa de armazenamento de calor, F_{tr} , através de uma unidade de área da superfície de um tronco à altura z, virá então:

$$F_{tr} = \sqrt{\omega\, c_{tr} k_{tr}}\; A_{Ta} \cos(\omega t + \phi_{Ta} + \pi/4) \qquad (9)$$

em que ω é a frequência diurna angular igual a $\pi/12$, A_{Ta} é a amplitude diária da temperatura do ar, ϕ_{Ta} o ângulo de fase do ciclo diurno de temperaturas do ar, c_{tr} o calor específico do tronco por unidade de volume e k_{tr} a condutividade térmica do tronco. A expressão (9) pressupõe ainda que para cilindros de raio superior a 14cm o valor de F_{tr} é aproximadamente igual ao de uma placa semi-infinita.

NATIVIDADE (1950) apresenta um modelo de produção de peso de cortiça, P_c em Kg, em função da circunferência à altura do peito, CAP em metros:

$$P_c = 76{,}881 CAP - 47{,}185 \qquad (10)$$

A partir da equação (10), é possível inferir valores para a fracção mássica de cortiça nos troncos, necessária aos cálculos relativos à equação (9).

A humidade das pranchas de cortiça amadia varia entre a barriga e a superfície exterior segundo um padrão que pode ser estimado a partir dos resultados de CARVALHO (1985). Admitindo que a taxa de armazenamento de calor, F_{tr}, é constante em altura e definindo o índice

de área de tronco, *IAT*, como a área de tronco por unidade de área de solo, virá, segundo VALENTE (1999), para J_{tr} o seguinte valor:

$$J_{tr} = IAT\, F_{tr} \qquad (11)$$

Considerando que o regime de temperatura das folhas e ramos está acoplado instantaneamente ao regime de temperatura do ar, o termo J_{copa} pode ser escrito na forma:

$$J_{copa} = \int_0^d \rho_{veg} c_{veg} \frac{\partial \overline{T}}{\partial t}\, dz \qquad (12)$$

em que ρ_{veg} e c_{veg} são os termos relativos à fracção de biomassa correspondente às folhas e ramos.

Para a resolução de uma equação do tipo (12), são necessários valores de temperatura de superfície dos troncos, bem como o cálculo dos calores específicos dos componentes da copa, para ponderação com as respectivas massas específicas.

PÁSCOA e SILVA (1986), apresentam tabelas de peso de podas em sobreiro, que permitem inferir uma aproximação à composição mássica da copa segundo as fracções lenha e rama. A primeira agrega a biomassa do tipo madeira, cortiça virgem e casca, correspondente aos ramos de maiores dimensões e a segunda agrega os ramos de menores dimensões e folhas. Considerando que os sobreiros do montado de Rio Frio apresentam copas volumosas, considerou-se que os dados apresentados pelos mesmos autores, corresponderiam a uma remoção severa de 40% da copa PÁSCOA e SILVA (1986), apresentam igualmente valores representativos dos teores de humidade dos componentes da biomassa das copas, necessários ao cálculo dos respectivos calores específicos.

A variação do calor específico da madeira com a humidade, *m*, é dada, de acordo com MOORE e FISCH (1986), pela expressão seguinte:

$$c_{mad} = \frac{c_m + c_w m}{1 + m} + \Delta c_m \qquad (13)$$

em que c_m é o calor específico da madeira seca.

Na equação (13) as constantes c_w e Δc_m correspondem ao calor específico da água e ao calor necessário ao aquecimento de material higroscópico, *4184* e *335JKg^{-1}K^{-1}*. Essa equação pode ser aplicada à cortiça por substituição de c_m pelo calor específico da cortiça seca que, segundo FORTES (1989), é de *350J/KgK*, e por remoção de Δc_m. O calor específico da fracção rama da copa do sobreiro compreendendo folhas e ramos mais pequenos é, adoptando os valores de ASTON (1985), da ordem de *2400J/KgK*.

O calor específico, c_{vmad}, expresso em unidades de volume, vem dado a partir de c_{mad}, por:

$$c_{vmad} = \rho_{mad}\,(1+m)\,c_{mad} \qquad (14)$$

A expressão (14) aplica-se a qualquer outro tipo de biomassa. Segundo INCROPERA e WITT (1990), pode considerar-se como válido para uma madeira de carvalho seca ao ar, um valor de calor específico de *2385J/KgK*.

O valor da condutividade térmica da cortiça é, segundo FORTES (1989), da ordem de *0,045W/mK*. A variação da condutividade térmica, k_{lc}, com a humidade e massa específica, ρ, dos materiais lenho-celulósicos incluindo a cortiça, segundo MOORE e FISCH (1986), vem dada por:

$$k_{lc} = [\rho\,(2+5{,}5m)+238]*10^{-4} Wm^{-1}K^{-1} \qquad (15)$$

O comportamento térmico do solo apresenta um carácter transiente por existir desfasamento entre a variação das temperaturas do ar e do solo. De acordo

com OKE (1992), a evolução temporal da temperatura do solo obedece a um padrão variável com a profundidade.

A variação da temperatura do solo adjacente à superfície, segue um padrão ondulatório, semelhante ao da temperatura do ar. A onda térmica diurna estende-se, na maioria dos solos, até 75cm de profundidade, com decréscimo exponencial da sua amplitude.

O valor do fluxo de calor no solo pode ser medido directamente ou modelado. Em condições de ausência de medidas de perfis de temperatura representativos, uma expressão para o fluxo de calor no solo é apresentada em SUTTON (1953):

$$G = 0{,}01 + 0{,}098 sen\ (\phi + 300) \qquad (16)$$

sendo ϕ dado por $360^o t/24$, em que t representa o intervalo de tempo em horas após a meia-noite. O fluxo de calor no solo, G, vem dado em (16) nas unidades $g\ cal\ cm^{-2}\ min^{-1}$.

Pela observação de dados apontados sob a forma gráfica em GEIGER (1990), pode adoptar-se uma expressão semelhante para o termo de J_{copa}, expressa em unidades SI:

$$J_{copa} = ((0{,}01 + (A_{copa} sen\ ((6{,}28 * t/24) + 3{,}5)))/ /0{,}2388) * 10000/60 \qquad (17)$$

sendo A_{copa} a amplitude horária do armazenamento energético das copas. A amplitude do armazenamento térmico das copas pode ser calculada a partir de (12).

Métodos para o cálculo dos fluxos atmosféricos de massa e energia

Conforme mencionado em referências como RODRIGUES (2002), os principais métodos para cálculo dos fluxos atmosféricos de massa e energia como sejam os de calor sensível, calor latente e dióxido de carbono são fundamentalmente o método aerodinâmico o método do balanço energético e o método de covariância turbulenta. Para o método aerodinâmico podem considerar-se as variantes normal e iterativa.

A camada atmosférica envolvida nos fluxos, a que a respectiva quantificação de deve realizar, é a denominada camada de fluxo constante, correspondente a aproximadamente aos primeiros trinta metros de altura acima dos elementos componentes da superfície. Nessa camada, (RODRIGUES, 2002), os efeitos de rotação da Terra e dos gradientes de pressão em larga escala não são relevantes e a variação vertical máxima dos fluxos de massa e energia é de 10%.

A variante normal do método aerodinâmico está razoavelmente descrita em RODRIGUES (2002) (equações (3-61) a (3-64)), pelo que não lhe faremos referência. Como se sabe, esse método depende das condições de estabilidade térmica as quais são quantificáveis pelos factores de estabilidade generalizados, correspondentes ás equações (3-63) e (3-64) da dita referência. O método de Bowen, utilizando o balanço energético simplificado está também descrito nessa referência.

As condições de aplicação do método aerodinâmico são as de estado estacionário quanto aos campos médios de vento e radiação, fluxos constantes em altura, similaridade dos coeficientes de difusão turbulenta e neutralidade térmica. Em condições de não neutralidade térmica, são utilizados os denominados factores de estabilidade generalizados, acima referidos. Uma análise alternativa às condições de estabilidade térmica é a desenvolvida a partir do comprimento de estabilidade de Monin-Obhukov, L, definido por:

$$L = -\frac{u_*^3}{k(g/T)(H/\rho c_p)} = \frac{u_*^2 T}{kgT_*} \quad (18)$$

em que u_* é a denominada velocidade de fricção, proporcional à taxa de rotação dos vórtices friccionais, T_* é temperatura de fricção, dada por:

$$T_* = -\frac{H}{\rho c_p u_*} \quad (19)$$

sendo H o fluxo de calor sensível, ρ a massa específica do ar e c_p o calor específico do ar a pressão constante.

O comprimento de Monin-Obhukov contém as variáveis associadas à convecção livre e forçada, sendo a razão $\xi = (z-d)/L$ um parâmetro adimensional normalmente envolvido na inferência das condições de estabilidade ou instabilidade atmosférica a uma altura z.

A variante iterativa do método aerodinâmico tem como base as equações seguintes:

$$u(z) = (u_*/k)[(\ln (z-d) - \psi_M((z-d)/L)] - (u_*/k)\ln z_{oM} \quad (20)$$

$$T(z) = (T_*/k)[(\ln ((z-d)) - \psi_H((z-d)/L)] + (T(0) - (T_*/k)\ln z_{oT} \quad (21)$$

em que k é a constante de von Karman considerada igual a 0.41, ψ_M e ψ_H são as funções para quantificar as condições de estabilidade, z a altura vertical e d o plano de referência de concentração de tensões. Na expressão (21), $T(0)$ é a denominada temperatura de superfície correspondente à temperatura ao nível $d + z_{0T}$. As variáveis z_{0M} e z_{0T} correspondem aos comprimentos de rugosidade para o momento horizontal e calor sensível, sendo a efectividade dos processos de transferência turbulenta, mais significativa em condições em que tais comprimentos sejam superiores.

CAMPBELL (1986), apresenta algumas relações empíricas para estimativa dos comprimentos de rugosidade:

$$z_{0M} = 0{,}13h \quad (22)$$

$$z_{0T} = z_{0V} = 0{,}2\, z_{0M} \quad (23)$$

em que z_{0M}, z_{0T} e z_{0V}, se referem aos comprimentos de rugosidade para o momento, calor sensível e latente.

Pelas equações (20) e (21), escritas sob a forma duma recta $y = mx+b$, verifica-se que para o cálculo de u_* e T_*, não são necessários os valores de z_{0M} e z_{oT}. Por outro lado, o comprimento de rugosidade para o momento z_{0M} e o termo $((T(0)-(T_*/k)\ln z_{0T})$ podem ser obtidos a partir das ordenadas na origem das equações (20) e (21). Utilizando uma equação como a (23), para o cálculo de z_{oT}, pode então obter-se o valor de $T(0)$.

As equações ψ_M e ψ_H são as funções de similaridade, assumindo para condições de instabilidade, $\xi<0$, as formas:

$$\psi_M = 2\ln((1+x)/2) + \ln((1+x^2)/2) - 2\,\mathrm{arctg}(x) + \frac{\pi}{2} \quad (24)$$

$$\psi_H = 2\ln((1+x^2)/2) \quad (25)$$

em que:

$$x = (1-16\xi)^{1/4} \quad (26)$$

Para condições de estabilidade, $\xi > 0$, as funções ψ_M e ψ_H são as seguintes:

$$\psi_M = \psi_H = -5\xi \quad (27)$$

Para se calcular o comprimento de Monin-Obukhov, L, é necessário, por (18), conhecer u_* e T_*. Por outro lado u_* e T_* só podem ser calculados a partir do factor de estabilidade $(z-d/L)$, necessário ao cálculo das funções ψ, através das equações (24) e (25). O cálculo dos fluxos terá assim de ser iterativo.

O cálculo de u_* e T_*, através das equações (20) e (21), pode ser realizado a partir de medições realizadas a mais de

um nível, mediante a aplicação de regressão linear pelo método dos mínimos quadrados, para obtenção do declive da recta em que em ordenadas figuram os valores de $u(z)$ ou $T(z)$-$T(0)$ e em abcissas figuram os termos $[(\ln (z-d)/z_{oM})-\psi_M((z-d)/L)]$ ou $[(\ln ((z-d)/z_{oT})-\psi_H((z-d)/L)]$, respectivamente. O fluxo de calor sensível, H, pode ser então obtido a partir da equação (19).

Para aplicação do método de Bowen, para o cálculo dos calores latente e sensível, são necessárias medidas ou estimativas do balanço radiativo, R_n do fluxo de calor no solo, G, bem como dados de temperatura e pressão de vapor a vários níveis. OKE (1992), indica como adequados, os valores dos diversos parâmetros correspondentes às médias de períodos de 30min. O método da razão de Bowen implica condições de estado estacionário dos campos radiativo e de velocidade de vento e condições de fluxo constante em altura. Este método não é constrangido por condições de estabilidade, na medida em que requer apenas similaridade entre os coeficientes de difusão turbulenta para o calor sensível e calor latente.

Segundo MONTEITH e UNSWORTH (1990), o método da razão de Bowen é preferível aos métodos de gradiente vertical, porque não necessita de factores de correcção. O método fica contudo mais indeterminado quando $(R_n - G)$ tenda para zero, como seja à noite, ou noutras condições em que o balanço radiativo seja baixo.

Uma via alternativa para cálculo do calor latente é a utilização da equação de Penman-Monteith. Esta equação introduz um parâmetro, r_c, representativo da resistência do coberto. Pressupõe-se a vegetação representada por uma camada fina de vegetação, tipo "folha gigante", com as propriedades fisiológicas duma folha anfistomática, sendo a respectiva resistência estomática análoga e de igual valor à resistência do coberto. Os parâmetros de resistência do coberto, r_c (s/m), e de resistência estomática, desempenham assim papeis equivalentes nos processos de transferência de vapor de água em cobertos vegetais e em folhas. O fluxo de calor latente vem então dado por:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \{e_s(T(z)) - e(z)\}/r_{aM}}{\Delta + (\gamma(r_c + r_{aM})/r_{aM})} \quad (28)$$

O parâmetro Δ corresponde à taxa de variação da pressão de vapor de saturação, e_s, com a temperatura do ar, T. Essa taxa é dada, sob condições de temperatura do ar inferior a 40º, por:

$$\Delta = LM_w e_s(T)/(RT^2) \quad (29)$$

sendo R a constante dos gases perfeitos e M_w o peso molecular do vapor de água. A variável r_{aM} é a denominada resistência aerodinâmica do coberto de quantidade de movimento horizontal dada por:

$$r_{aM} = \frac{u(z)}{u_*^2} \quad (30)$$

A equação de Penman-Monteith é obtida a partir da conjugação do balanço energético duma superfície de água pura sujeita a circulação de ar com o modelo de transferência de calor latente em "folha gigante", para o qual MONTEITH e UNSWORTH (1990), propõem a equação seguinte:

$$LE = \frac{-\rho c_p \{e(z) - e_s T(0)\}}{(\gamma(r_c + r_{aM}))} \quad (31)$$

sendo $e_s(T(0))$ a pressão de vapor de saturação à temperatura, $T(0)$, ao nível $d + z_{oM}$, ao qual a velocidade do ar se anula.

É claro que conhecendo o fluxo de calor latente, obtido p.ex. pelo método de

covariância turbulenta, as equações (28) ou (31) permitem uma estimativa da resistência do coberto, através das respectivas inversões. Este processo de cálculo indirecto de r_c é proposto em referências como BALDOCCHI *et al.* (1997).

O método directo, conhecido como o método de correlação turbulenta ou de covariância turbulenta, de aplicação mais generalizada nos últimos 10-13 anos, baseia a quantificação dos fluxos de massa e energia na medição instantânea das propriedades dos vórtices turbulentos, quando os mesmos passam num ponto de medida. Esse método, devido à respectiva taxa de amostragem intensiva de 21Hz dos dados dos campos escalares e vectoriais atmosféricos durante os períodos de recolha de dados, permite não só uma quantificação precisa dos fluxos turbulentos, como também uma análise mais qualitativa da dinâmica dos fenómenos físico-atmosféricos que decorrem durante aqueles períodos de amostragem e que são subjacentes aos fluxos de massa e energia.

O método de covariância turbulenta baseia-se na quantificação o movimento contínuo de vórtices com propriedades escalares e vectoriais. Esse movimento é detectável por registo das flutuações de duração infinitesimal dessas grandezas em torno de um valor médio, calculado a partir de dados correspondentes a períodos da ordem de meia hora.

Qualquer grandeza, k, pode ser então escrita na forma seguinte:

$$k = \overline{k} + k' \qquad (32)$$

em que $\overline{k}$ representa o valor médio e k' a flutuação.

Os vórtices transportam grandezas escalares e vectoriais, associados aos diversos fluxos, como a massa específica ρ, a velocidade vertical w e o teor volumétrico da grandeza escalar, k, a que se refere o fluxo. Segundo OKE (1992), o valor médio de w é nulo em consequência de num local plano, suficientemente extenso e geometricamente uniforme, não existir escoamento preferencialmente vertical e também porque, num tal local, a massa de ar ascendente durante um período razoável (10min no mínimo) iguala a massa da ar descendente. O valor da flutuação de w, w', será positivo no caso de movimento ascendente, ou negativo em caso contrário.

O fluxo médio da grandeza, F, após as devidas simplificações, virá dado por:

$$F = \rho \overline{w'k'} \qquad (33)$$

A equação (33) aplicada aos vários fluxos de momento, calor sensível e calor latente, vem dada por:

$$\tau = -\overline{\rho u' w'} \qquad (34)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \qquad (35)$$

$$LE = \rho L \overline{w'q'} \qquad (36)$$

em que q' corresponde à flutuação de humidade absoluta.

Para obter as flutuações correspondentes às equações enunciadas, é necessário equipamento instrumental sensível às flutuações turbulentas, bem como capacidade de armazenamento da informação. A resposta dos sensores deve ser sincronizada e em frequência suficientemente elevada para registar flutuações das propriedades dos vórtices mais pequenos, ainda capazes de proceder ao transporte turbulento. Em igualdade de outros factores, (MONTEITH e UNSWORTH 1990), as dimensões dos vórtices aumentam com a rugosidade superficial e com a velocidade do vento. Para os mesmos autores, os estudos aerodinâmicos, em cobertos florestais rugosos, requererão sensores capazes de

operar entre 0,1 e 10Hz. Situações de estabilidade térmica, devido às escalas de turbulência envolvidas, requererão, em igualdade de restantes condições, maior rapidez de resposta em frequência, que situações de instabilidade térmica.

A detecção das flutuações de velocidade turbulenta é realizada por recurso a anemómetros sónicos. O funcionamento desses aparelhos é baseado na medição do tempo de duração do percurso dum pulso de ultra-som, com alta frequência, entre os pares de transdutores. Na prática, ocorrem emissão e recepção alternadas entre cada transdutor e o seu complementar. O período temporal do percurso depende da soma algébrica da velocidade do som no ar imóvel, com a componente da velocidade do ar ao longo do percurso do ultra-som.

A medida da velocidade do ar depende das dimensões e geometria do conjunto de transdutores. O anemómetro tridimensional é resultante da combinação de três pares de transdutores, com base nos quais se estabelece a grandeza e direcção do vector velocidade do vento. No caso do anemómetro sónico tridimensional Solent Research, da Gill Instruments, p.ex., o intervalo de disparo dos sinais em cada par de transdutores é de *1ms*. e o comprimento desse espaço ou distância entre os transdutores, d_p, é de 0,15m. Esse anemómetro opera normalmente em condições de precipitação até 300mm/hr.

Os anemómetros sónicos também permitem a medição de flutuações de temperatura, pelo que a medição dos fluxos de calor sensível é possível, sem perdas devidas à separação física dos sensores. A medição dos fluxos de outras grandezas escalares, p.ex. o calor latente ou o dióxido de carbono, implica o recurso a sensores adicionais.

A temperatura obtida a partir do anemómetro sónico, T_S, é dada, segundo KAIMAL e GAYNOR (1991), como:

$$T_S = T\,(1+0.32e/p) \qquad (37)$$

A temperatura é registada ao longo percurso linear entre os pares de transdutores, sendo contudo, segundo os mesmos autores, as respectivas determinações contaminadas por influências da humidade e da componente da velocidade do vento, normal ao espaço linear entre os transdutores. Os erros assim originados, são muito reduzidos em condições de instabilidade térmica no período diurno, quando as flutuações de temperatura são maiores.

Os efeitos da componente perpendicular da velocidade do vento na direcção normal ao espaço linear entre os transdutores, V_N, sobre o valor da temperatura medido pelo anemómetro sónico, T_S, podem ser quantificados pela expressão seguinte:

$$T_S = \frac{c_s^{\,2} + V_N^{\,2}}{403} \qquad (38)$$

A dependência da temperatura sónica, T_S, relativamente à humidade do ar, dada pela equação (37), implica a necessidade de uma correcção adequada para o cálculo correcto da covariância $\overline{w'T'}$, representativa do fluxo de calor sensível. Pode verificar-se que a expressão seguinte:

$$\overline{w'T_S'} = \overline{w'T'} + 0.51\,\overline{T}\,\overline{w'q_{esp}'} \qquad (39)$$

em que q_{esp} é a humidade específica, permite obter o verdadeiro valor de $\overline{w'T'}$ a partir de $\overline{w'T_S'}$ corrigida aos efeitos da humidade do ar, nos cálculos da temperatura ambiente pelo anemómetro sónico.

Um sensor que pode ser utilizado no

processo de covariância turbulenta para a medição de flutuações de vapor de água, expresso em termos de humidade absoluta, é o higrómetro Krypton KH_2O, aparelho cujo funcionamento se baseia no registo da absorção de radiação UV pelas moléculas de vapor de água a 123,58nm e 116,49nm. No referido aparelho, a radiação emitida por uma fonte percorre um circuito linear aberto, onde é parcialmente absorvida pelas moléculas de vapor de água. No termo do percurso, a radiação remanescente é medida por um detector tubular, sendo o sinal de saída expresso em mV. O higrómetro apresenta uma frequência de resposta até 100Hz.

A flutuação de humidade absoluta, q', vem dada por:

$$q' = \frac{1}{K_w x}(lnv - \overline{lnv}) \qquad (40)$$

sendo v a tensão fornecida pelo sensor, x a dimensão do circuito linear aberto, 1,384cm, e K_w a constante de absorção de água, da ordem de –0,155m^3/g.cm.

Outra correcção necessária para o cálculo dos fluxos turbulentos, referida por MONTEITH e UNSWORTH (1990) entre outros é a provocada pela alteração da densidade do ar devida aos fluxos de calor latente e calor sensível. Tais fluxos ao provocarem expansão do ar e modificarem a sua densidade, alteram a densidade dos gases atmosféricos. Esse efeito é mais influente nos gases presentes na atmosfera em quantidades mais reduzidas.

LAUBACH *et al.* (1994) referem igualmente que o fluxo de calor sensível se mostra inalterado, em consequência das flutuações de densidade do ar, contrariamente ao que sucede com os fluxos de vapor de água e de dióxido de carbono.

Relativamente ao sistema anemómetro tridimensional - higrómetro Krypton KH_20, TANNER *et al.* (1993) apresentam a formulação de WEBB *et al.* (1980), para correcção dos efeitos na densidade do ar dos fluxos de calor sensível e latente, na seguinte forma:

$$LE = LE_m + K_{cE}LE_m + K_{cH}LE_m \qquad (41)$$

em que E e E_m são os fluxos de vapor de água medidos e corrigidos e L é o calor latente de vaporização.

O parâmetro K_{cE}, responsável pela correcção devida ao calor latente, vem expresso por:

$$K_{cE} = \frac{e}{p - e} \qquad (42)$$

e K_{cH}, o correspondente pela correcção devida ao fluxo de calor sensível, por:

$$K_{cH} = \frac{A_c L \beta_m}{c_p T} \qquad (43)$$

sendo e, p e β_m, a pressão de vapor, a pressão atmosférica e a razão de Bowen calculada com base nos fluxos medidos de calor sensível e latente. De acordo com TANNER *et al.* (1993), a correcção devida ao calor sensível é cerca de cinco vezes superior à do calor latente.

O parâmetro A_c é dado por:

$$A_c = 0{,}622\left(\frac{p}{p - e}\right)\left(\frac{e}{p - 0{,}378e}\right) \qquad (44)$$

Para uma correcta aplicação do método de covariância turbulenta é necessária uma adequada rotação de coordenadas, de forma a que a componente u coincida com o vector velocidade média local do vento, anulando assim as componentes v e w. Para BALDOCCHI e HUTCHINSON (1987), valores médios da componente vertical da velocidade do vento diferentes de zero, a alturas superiores ao copado, são devidos a deformações das linhas de corrente devido a inclinação do terreno, interferência da

torre ou distorção provocada pelos transdutores.

Para as médias das componentes da velocidade do vento ou de covariâncias que incluam grandezas escalares são preconizadas duas rotações sucessivas. A primeira, realizada no plano em torno do eixos dos z, destina-se a alinhar a componente u com o eixo dos x de modo a anular a componente v e a segunda realizada em torno do eixo dos y, tem como objectivo a anulação de w. As duas rotações podem ser efectuadas antes ou depois das operações de cálculo das médias. A sequência de cálculos relativos à rotação de coordenadas é adequadamente exposta em RODRIGUES (2002).

O nível considerado mais adequado à realização de medidas para o método da covariância turbulenta é da ordem do dobro da altura das árvores, com desconto do plano d de referência de concentração de tensões. Nesse sentido, autores como BALDOCCHI *et al.* (1995) advogam alturas de medida de 20m em floresta de pinheiro com 13m de altura média das árvores e de 35m em povoamento de folhosas de 25m, MONTEITH e UNSWORTH (1990) alturas da ordem de 21m em florestas de árvores de 16m de altura e LEE e BLACK (1993a) uma altura de 23m para povoamentos de 16,7m.

O controlo de qualidade dos dados é realizado pela análise da estacionaridade dos mesmos e pela análise das características turbulentas, através da verificação das relações semelhança dinâmica de Monin-Obukhov (M-O).

O teste de estacionaridade, proposto por FOKEN e WICHURA (1996) e aplicado por AUBINET *et al.* (2000), consiste em dividir cada série de dados de 30min. em 6 sub-intervalos de 5min. e comparar os fluxos do intervalo e dos sub-intervalos. Se a diferença entre os fluxos obtidos para o intervalo de 30min. for inferior em 30%, relativamente às médias dos fluxos de todos os períodos de 5min., então as medidas são consideradas de alta qualidade e obtidas em regime estacionário. Se a referida diferença estiver compreendida entre 30 e 60%, então as medidas são consideradas de qualidade aceitável. O teste de estacionaridade indicado é, segundo os referidos autores, um critério inicial da qualidade dos dados.

A teoria de semelhança dinâmica de Monin-Obukhov (M-O) constitui uma ferramenta empírica fundamental para o estudo dos parâmetros meteorológicos e de escoamento na camada superficial atmosférica. A teoria de semelhança é extensível à inclusão de todas as quantidades escalares, variâncias e correlações lineares entre elas.

A experimentação conduzida em terrenos planos (p. ex., o Kansas Field Program 1968) permitiu a confirmação da hipótese de Monin-Obukhov, segundo a qual a estrutura da turbulência na camada de fluxo constante, é adequadamente descrita ou parametrizada por variáveis chave como a altura, h, impulsão, g/T, tensão de corte cinemática, τ/ρ, e fluxo de temperatura superficial, $H/\rho c_p$, (KAIMAL e FINNIGAN, 1994). De acordo com a teoria *M-O*, podem ser obtidas funções universais de ξ a partir de vários parâmetros atmosféricos e respectivas estatísticas (gradientes, variâncias e covariâncias), quando normalizados pelas potências adequadas de u_* e T_*.

A verificação da observância das relações de semelhança dinâmica pode ser igualmente realizada pela aplicação das expressões fluxo-variância, ou características integrais, indicadas em FOKEN *et al.* (1996):

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = a_1 [\xi]^{b1} \quad (45)$$

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = a_1 [\xi]^{b1} \quad (46)$$

em que σ_w e σ_u são os desvios-padrão das componentes vertical e longitudinal e ξ é o parâmetro de estabilidade. As constantes empíricas a_1 e b_1 são indicadas no quadro 1.

Quadro 1 – Constantes empíricas relativas às relações de semelhança dinâmica

	ξ	a_1	b_1
σ_w / u_*	$-1 > \xi$	2	1/6
	$-1 < \xi < -0{,}0625$	2	1/8
σ_u / u_*	$-1 > \xi$	2,83	1/6
	$-1 < \xi < -0{,}0625$	2,83	1/8

A qualidade dos dados é considerada como boa, se as diferenças entre os valores medidos e calculados das características integrais não é superior a 20-30%.

Os princípios de similaridade fluxo-variância são aplicados para caracterização do grau de heterogeneidade espacial da turbulência. Tal heterogeneidade é função da presença de irregularidades geométricas no terreno, como sejam obstáculos e variação dos parâmetros geométricos e espaciais em altura, incluindo os inerentes à instalação da instrumentação. Essa heterogeneidade está também associada a variações, já referidas, na distribuição do campo de temperaturas do ar e de fontes de vapor de água.

Outro critério empírico para verificação da qualidade dos dados dos fluxos turbulentos, é o baseado na análise do fecho do balanço energético. O fecho do balanço é definido como a diferença entre a soma dos fluxos de calor sensível e latente e a energia disponível. Esta última é a resultante da subtracção do somatório dos termos de armazenamento no solo, biomassa e camada de ar abaixo do topo do coberto ao balanço radiativo. Os dados dos fluxos turbulentos são considerados de boa qualidade, caso o fecho do balanço energético seja nulo ou muito baixo. Duas razões citadas na literatura, por ex. em BLANKEN *et al.* (1998), para a avaliação do fecho energético são a definida pela soma dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível com a energia disponível e a correspondente ao gasto energético, definido como o somatório dos fluxos turbulentos com os termos de armazenamento, sobre o balanço radiativo.

Autores como LEE e BLACK (1993b), em povoamento de resinosas, referem valores de 0,83 para a razão entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível. BALDOCCHI *et al.* (1997), para medições realizadas em pinhal em Saskatchewan, Canadá, indicam valores de 8% para o fecho do balanço energético. BLANKEN *et al.* (1998), para as condições experimentais referidas e para o período diurno, apresentam valores médios da razão entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível da ordem de 0.95.

As medições de trocas turbulentas devem ser realizadas a uma altura vertical correspondente ao nível da subcamada inercial. Tal nível vertical é suficiente para considerar os valores representativos da média do ecossistema, sem incorrer em custos demasiados, decorrentes dos efeitos duma altura excessiva. Uma regra empírica para o cálculo das necessidades de "fetch", proposta por autores como OKE (1992), é a de que a razão entre o "fetch" e a altura

das medições, seja da ordem de 100. Essa regra é considerada conservadora por BALDOCCHI *et al.* (1995). em condições de instabilidade atmosférica ocorre contracção da área de coberto que mais contribui para os fluxos. LAUBACH *et al.* (1994), mostram que a distância máxima das contribuições é reduzida em 70% relarivamente ao valor neutro se *(z-d/*L*)* for igual a –0,16 e em 57% se *(z-d/*L*)* for igual a –0,84.

Procedimento experimental

As medidas dos fluxos turbulentos foram realizadas em torre de observação agronómica, com 16m de altura, instalada no Montado de sobro de Rio Frio, Montijo, (Lon. 9,1W e Lat. 38,8N) (figura 1). O povoamento em causa foi plantado há setenta anos, em terreno plano, apresentando uma densidade média de 65 árv./ha com aspecto superficial uniforme.



Figura 1 - Torre de observação utilizada nas medições

O esteval, (*Cistus ladanifer* L.), é o principal coberto arbustivo no espaço entre árvores. O povoamento estendia-se até 2 a 3km em todas as direcções, cumprindo pois satisfatoriamente, os critérios de "fetch", acima discutidos. Os solos são predominantemente da classe dos Podzois, não hidromórficos, sem surraipa, com profundidade aproximada de 1,3m.

A caracterização biométrica do povoamento foi realizada em quarenta e quatro árvores por medição da altura, do perímetro dos troncos à altura do peito, diâmetro das copas e avaliação da percentagem de área coberta. Os resultados de tais medições foram de 8m, 1,3m, 4,3m e 42,4%, respectivamente, correspondendo tais dimensões, segundo NATIVIDADE (1950), a indivíduos de porte médio. As árvores apresentavam copado vigoroso, traduzindo boas condições vegetacionais.

As campanhas de medição de parâmetros microclimáticos ocorreram em condições de céu limpo durante os anos de 1997, 1998 e 1999 nas tardes do conjunto de 16 dias 97/06/04, 97/07/10, 98/05/08, 98/05/15, 98/05/27, 98/06/05, 98/06/17, 98/09/16, 98/10/01, 98/10/22, 99/05/12, 99/06/02, 99/06/16, 99/06/30, 99/07/28 e 99/08/11 (dias julianos 155/97, 191/97, 128/98, 135/98, 147/98, 156/98, 168/98, 259/98, 274/98, 295/98, 132/99, 153/99, 167/99, 181/99, 209/99 e 223/99). A este conjunto de dias corresponderam 109 ficheiros de 30min e taxas de amostragem de 21Hz. As campanhas de aquisição de dados ocorreram em dias quentes e secos, sob condições típicas de stress meteorológico estival. Um coberto plano e homogéneo, como o do local de estudo, devido às maiores homogeneidade e representatividade espacial dos resultados envolvendo fenómenos turbulentos, permitiu uma simplificação do delineamento experimental, em

termos de necessidades de equipamento. Esse coberto foi assim considerado como mais adequado para garantir uma análise de boa qualidade das componentes do balanço energético, em particular da evapotranspiração em paralelo com uma caracterização da dinâmica dos fenómenos turbulentos.

A medição dos fluxos atmosféricos foi realizada pelo método de covariância turbulenta, através de um anemómetro sónico tridimensional Solent Research e de um higrómetro Krypton KH_20, situados a 18m de altura (figura 2). Estes sensores ficaram separados de 60cm. O anemómetro sónico foi colocado sobre uma barra vertical de 2m para minimizar os efeitos de distorção do escoamento pela estrutura da torre. O fornecimento de energia foi garantido por uma bateria de 12V.



Figura 2 - Anemómetro sónico e higrómetro Krypton

O sistema operou a uma taxa de amostragem de 21Hz e os fluxos turbulentos foram calculados com base em médias de ficheiros de dados correspondentes a períodos de 30min.

Foram executadas as rotações de coordenadas, de modo a que a componente u coincidisse com o vector de velocidade média do vento e aplicadas as correcções aos efeitos da velocidade perpendicular ao percurso dos sinais sonoros do anemómetro sónico, e da humidade do ar nos cálculos do fluxo de calor sensível, segundo as equações (38) e (39). O cálculo do fluxo de calor latente foi também sujeito à correcção, segundo a equação (41), associada aos efeitos dos fluxos de calor latente e sensível em flutuações da densidade do ar seco.

Nos dias indicados de 1998 e 1999 instalou-se igualmente instrumentação para medição dos valores médios de temperatura, humidades relativa e específica do ar e velocidade e direcção do vento aos níveis de 6, 10, 12 e 16m, do balanço radiativo e radiação solar global incidente a 16m, das temperaturas superficiais dos troncos e do fluxo de calor no solo na base da torre.

As medidas de temperatura do ar foram realizadas por recurso a termo-pares de cobre-constantan de 0,15 e 0,25mm de diâmetro.

Os parâmetros de humidade do ar foram obtidos por recurso a psicrómetros de aspiração, consistindo basicamente num tubo cilíndrico, apresentando um difusor com ventilador numa das extremidades e contendo dois termopa-res de cobre-constantan, um dos quais está embebido numa gaze húmida mergulhada num copo com água. Os psicrómetros foram revestidos por uma cobertura de papel de alumínio e inseridos numa caixa metálica, por forma a que as trocas radiativas entre o ambiente exterior e os termopares e o aquecimento radiativo do ar em circulação forçada no higrómetro, fossem

mínimas. Os diâmetros das junções dos termopares foram os menores possíveis de modo a serem reduzidas as trocas térmicas por radiação.

As temperaturas superficiais da rama, vegetação e troncos, expostos ao Sol e à sombra, foram obtidas a partir de um termómetro de radiação, o qual é um sensor de detecção remota, baseado no registo da radiação infravermelha emitida pelas superfícies consideradas.

A velocidade média e a direcção do vento aos vários níveis, foram medidas por recurso a anemómetros de copos, de marca "Vector Instruments", modelo A110R e cata-vento da mesma marca, modelo W200P.

O balanço radiativo e a radiação global incidente foram medidos a 16m de altura por recurso, respectivamente, a sensores "Campbell Scientific", modelo Q6 e piranómetro "Kipp & Zonen" modelo CM6B. O sensor de balanço radiativo é baseado na medida das temperaturas das superfícies superior e inferior de um plano negro de referência, protegidas do efeito do vento por duas coberturas cobertura hemisféricas de polietileno.

Com base nos dados da radiação solar global incidente, foram estimados valores para o balanço radiativo através da equação (2), considerando um albedo da ordem de 20%.

O fluxo de calor no solo foi medido a partir de uma placa de material de condutividade térmica conhecida, semelhante ao solo, sendo as diferenças de temperatura entre as superfícies superior e inferior medidas por termopilha. A referência da placa foi REBS HFT-3.1. As medições foram realizadas na base da torre.

A leitura dos sinais analógicos dos diversos termopares, anemómetros de copos, cata-vento e sensores de radiação foi realizada por ligação ao aparelho de aquisição de dados CR10, de marca "Campbell Scientific". Esses dados foram adquiridos de 30 em 30s, sendo registadas as médias dos valores obtidos nos sucessivos períodos de 30m. Com os dados dos gradientes de temperatura e velocidade do ar a 10m, 12m e 16m pretendeu verificar-se a aplicabilidade ao cálculo do fluxo de calor sensível do método aerodinâmico na forma iterativa, baseada na aplicação das equações (18) a (21).

Em concreto, pesquisou-se o valor de d_{norm}, correspondente ao plano de referência de concentração de tensões que, após inversão das equações (20) e (21), melhor aproximasse os valores dos fluxos obtidos a partir do gradiente de temperaturas do ar, aos correspondentes obtidos por covariância turbulenta.

Os métodos alternativos à covariância turbulenta para cálculo dos fluxos, bem como a estimação dos diversos parâmetros aerodinâmicos associados, foram aplicados a 50 ficheiros. Foram excluídos da análise do balanço energético a partir dos gradientes de velocidade e temperatura os dias em que todos os valores de d_{norm} ou d/h_c, foram superiores a 0,96. Por essa razão e/ou por deficiente funcionamento do aparelho de aquisição de dados, não foram considerados, para essa análise, os ficheiros de dados do dia 98/05/08. No ano de 1999, pelos mesmos motivos, apenas se consideraram para estudo do método aerodinâmico iterativo, os ficheiros do dia 99/07/28.

A partir da velocidade de fricção obtida pelo método aerodinâmico realizou-se, por aplicação da expressões (30), o cálculo da resistência aerodinâmica à transferência de momento.

A equação de Penman-Monteith, (28), foi utilizada para obtenção do fluxo de

calor latente, utilizando o valor da resistência de coberto, r_c, obtido por inversão da equação (31), a partir do valor de calor latente obtido pelo método de covariância turbulenta, representativa do modelo de "folha gigante" para transferência de calor latente.

Para os cálculos dos termos de armazenamento térmico nas copas e troncos, houve necessidade de recolher os dados biométricos os quais permitem de acordo com NATIVIDADE (1950), PÁSCOA e SILVA (1986) e GOES (1991), obter informação sobre a produção de cortiça, balanço mássico das copas em termos de fracções lenha e rama e balanço mássico do tronco. Com base nos dados de PÁSCOA e SILVA (1986) e CARVALHO (1985), podem também inferir-se teores de humidade representativos das componentes da biomassa das copas e dos troncos, necessárias à estimação dos valores das propriedades térmicas dessas componentes. Os valores das temperaturas superficiais, obtidos com o termómetro de radiação foram utilizados para cálculo do termo da amplitude horária do armazenamento térmico das copas necessária à implementação da equação (17), relativa à modelação do termo de armazenamento térmico das copas. Procedeu-se também à modelação do fluxo de calor no solo de acordo com a equação (16). Os valores da temperatura pressão do vapor do ar a 6m, foram utilizados para a estimativa dos termos de armazenamento de calor sensível e latente na atmosfera localizada ao nível do coberto (equações 6 e 7).

O armazenamento de calor nos troncos foi calculado pela equação (9).

O controlo de qualidade dos dados das componentes u e w, foi realizado pelo teste de estacionaridade, pela análise das características turbulentas, pela verificação das relações de semelhança dinâmica de Monin-Obukhov e pela análise do fecho do balanço energético.

O estudo do fecho do balanço energético foi feito com base nos fluxos de calor sensível e latente, obtidos pelo método de covariância turbulenta, nos balanços radiativo medido e modelado, a partir dos dados de radiação global incidente. O balanço radiativo modelado foi obtido a partir da equação (2), considerando-se, como atrás se referiu, um albedo da ordem de 0,2. Para o estudo do fecho utilizaram-se também os termos de armazenamento na biomassa, de calor sensível e latente na camada de ar correspondente à zona de copas e do fluxo de calor no solo modelado.

Foram calculadas as razões entre a soma dos fluxos turbulentos e a energia disponível e entre o gasto energético e o balanço radiativo.

Resultados e discussão

Dados microclimáticos

Os valores médios diários da velocidade do vento, em ms^{-1}, relativos às medidas com o anemómetro de copos localizado a 16m de altura, foram compreendidos entre 0,94 a 98/05/08 e 5,47 a 98/05/27, com valor médio de 2,94 ± 1,55. A Figura 3 traduz a evolução global dos resultados.

Os valores médios diários extremos de temperatura do ar, correspondentes à temperatura seca do higrómetro de aspiração instalado a 16m de altura, foram compreendidos entre 18,74ºC a 98/05/27 e 34,21ºC a 99/06/30, sendo o valor médio diário total de 26,36 ± 5,05ºC. A Figura 4 traduz a evolução global dos resultados.

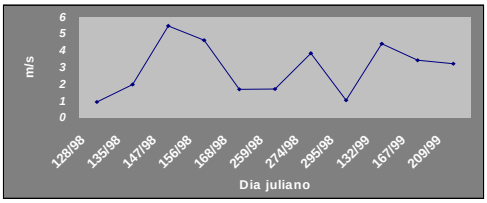


Figura 3 - Médias diárias dos valores médios de velocidade do vento, (m/s)

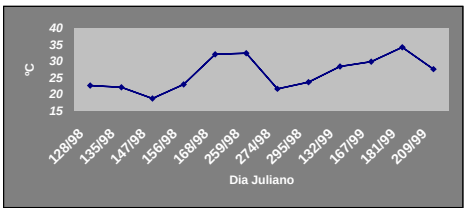


Figura 4 - Médias diárias dos valores médios da temperatura do ar, (°C)

Foi predominante o ar marítimo, tendo sido claras as tendências de aumento dos valores da velocidade do ar e diminuição da temperatura atmosférica no sentido Oeste-Leste de orientação do vento.

As variações em altura vertical, em termos diários, da temperatura e velocidade do ar, foram respectivamente descendentes e ascendentes (RODRIGUES, 2002).

Os valores médios diários das medições do balanço radiativo, variaram entre 321Wm^{-2} a 98/05/27 e 645Wm^{-2} a 99/06/16, com valor médio de 501,82 ± 109,23Wm^{-2}. A Figura 5 é representativa desses resultados.

Os valores médios diários das medições da radiação solar incidente global, oscilaram entre 476Wm^{-2} a 98/05/27, e 921Wm^{-2} a 99/06/16, sendo o valor médio do total das médias diárias de 737,75 ± 150,62Wm^{-2}.

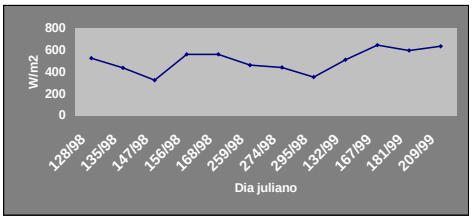


Figura 5 - Médias diárias dos valores medidos do balanço radiativo (W/m^2)

Os valores médios diários da humidade relativa do ar, registados a 16m de altura, oscilaram entre 36% a 98/06/17 e 66% a 98/05/27, com média total de 54,13 ± 10,49%. Os valores médios diários dos valores do défice de pressão de vapor da atmosfera variaram entre 731Pa a 98/05/27 e 3041Pa a 98/06/17, sendo o respectivo valor médio de 1614,88 ± 903,79Pa. A Figura 6 ilustra esses resultados.

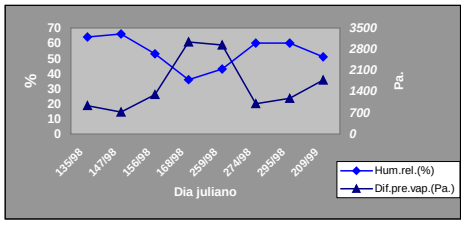


Figura 6 - Valores médios diários dos valores de défice de pressão de vapor, (Pa), e de humidade relativa do ar (%)

Os valores médios diários das velocidades de fricção, obtidos pelo método aerodinâmico iterativo variaram entre 0.3 e 0,71ms^{-1}, a 98/06/17 e 98/05/27, respectivamente, com média de 0,47 ± 0,18ms^{-1}. Os correspondentes valores de velocidade de fricção pelo método de covariância turbulenta oscilaram entre 0,25 e 0,85ms^{-1}, a 98/10/22 e 97/07/10 respectivamente, com média de 0,58 ± 0,19ms^{-1}. O valor médio total das diferenças percentuais de ambos os resultados

de velocidade de fricção, nos dias em que se utilizaram os dois métodos experimentais, foi de 12,59 ± 6,13%.

As condições de instabilidade térmica ligeira ou quase neutralidade, (figura 7), foram predominantes no decurso nos períodos de medição. Na verdade, não obstante o valor médio diário global do parâmetro $(z\text{-}d)/L$ ser de –0,33, de valor absoluto relativamente elevado, pode observar-se no uma concentração de pontos entre a gama de 0 e –0,05.

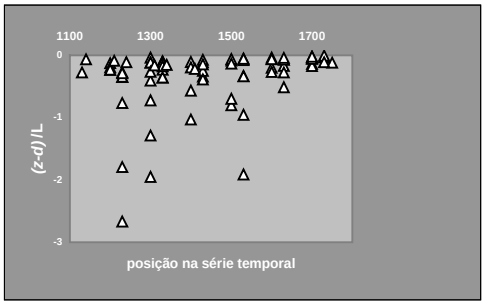


Figura 7 - Resultados globais sobre a variação do factor de estabilidade térmica ($z\text{-}d/L$)

Análise dos componentes do balanço energético

O valor médio diário global do fluxo de calor sensível, obtido pelo método aerodinâmico iterativo, foi de 247,38 ± 66,56Wm^{-2}, com valores flutuando entre 162Wm^{-2} a 98/10/22 e 387Wm^{-2} a 99/07/28. O fluxo de calor sensível obtido a partir do método aerodinâmico iterativo, foi calculado utilizando os parâmetros d_{norm} ou d/h_c e z_{0M} derivados por inversão das equações (20) e (21). Os valores de d_{norm} obtidos variaram entre 0,66 a 98/05/15 e 0.86 a 98/06/05, sendo a média do total de 0,78 ± 0,06, estando tais dentro das gamas normais indicadas para os cobertos florestais, indicadas em referências como RAUNER (1976), VALENTE (1999) e BRUNET (1999).

Os valores médios diários de fluxo de calor sensível, obtidos pelo método de covariância turbulenta, oscilam entre 160 e 393Wm^{-2}, relativamente às medições realizadas nos dias 98/10/22 e 99/07/28. O respectivo valor médio global é de 257,13 ± 66,26Wm^{-2}.

Aos valores obtidos de d_{norm}, com desvio-padrão total diário baixo da ordem de 0,06, corresponderam baixas diferenças de médias diárias globais de fluxos de calor sensível de 2,67%± 3,46% entre os dois métodos.

As Figuras 8, 9 e 10 permitem verificar a dependência ascensional do fluxo de calor sensível, obtido pelo método de covariância turbulenta, relativamente à velocidade de fricção e balanço radiativo.

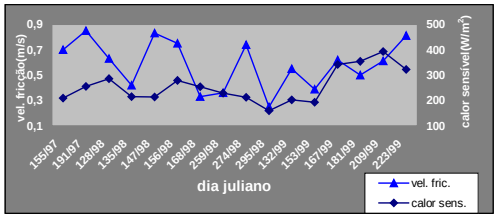


Figura 8 - Variação conjunta dos valores médios diários do fluxo de calor sensível, W/m², com os correspondentes de velocidade de fricção (m/s)

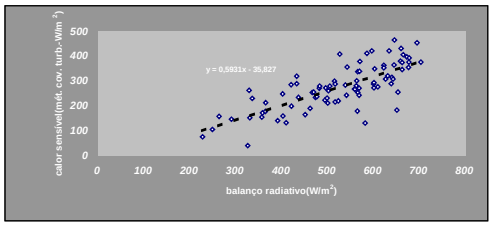


Figura 9 - Resultados globais relativos à variação do fluxo de calor sensível com o balanço radiativo (W/m²)

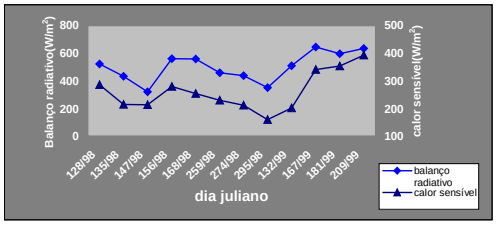


Figura 10 - Variação conjunta dos valores médios diários dos fluxos de calor sensível, (W/m²)

Estas figuras mostram as variações directas do fluxo de calor sensível com a velocidade de atrito, devida à convecção térmica e com o input energético devido ao balanço radiativo. Da observação das três curvas podemos verificar que o balanço radiativo exerce maior influência nesse fluxo turbulento.

Os fluxos de calor latente calculados pelo método de Penman-Monteith, (P.M.), (equação 28) variaram entre 87Wm^{-2} a 98/10/22 e 147Wm^{-2} a 98/06/17, sendo a média do total das médias diárias de 116,25 ± 21,96Wm^{-2}. Para os fluxos de calor latente obtidos por esse processo, foram utilizados os valores da resistência de coberto obtidos por inversão da equação (31), a partir dos fluxos de *LE* obtidos pelo método de covariância turbulenta. Os valores médios diários do fluxo de calor latente, obtidos pelo método de covariância turbulenta, oscilaram entre 67Wm^{-2} a 99/08/11 e 189Wm^{-2} a 97/07/10, com média total de 123,69 ± 32,91Wm^{-2}. O valor médio total das diferenças percentuais entre os fluxos de calor latente, obtidos pelos dois métodos, foi de 10,94 ± 8,53%

Os valores médios diários dos fluxos turbulentos, obtidos pelo método de covariância turbulenta, são apresentados na Figura 11.

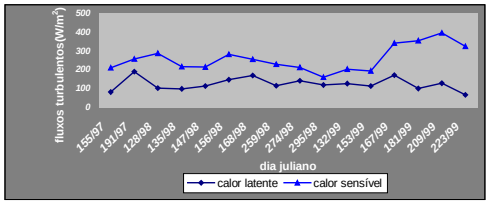


Figura 11 - Valores médios diários dos fluxos de calor sensível e latente (W/m²)

Os valores positivos dos fluxos ascensionais turbulentos de calor sensível e latente, competindo pela energia disponível são, de acordo com LAUBACH e McNAUGHTON (1998), típicos de condições de instabilidade térmica.

Os valores mínimo e máximo das médias diárias das razões entre o somatório dos fluxos turbulentos, obtidos pelo método de covariância turbulenta, e o balanço radiativo medido foram de 71% e 92% a 98/10/22 e 98/05/27, respectivamente. A média de tais valores é de 77.36 ± 5.77%. Tais resultados são compatíveis com os apresentados em LEE e BLACK (1993b), relativos a medições conduzidas em horas de Sol, em florestas de coníferas em Vancouver Island, Canada, durante nove dias em Julho e Agosto de 1990. Esses autores indicam também uma média diária de 77%, com mínimos e máximos de 65% e 88%.

Os valores médios diários da razão de Bowen, calculados a partir dos fluxos de calor sensível e latente obtidos pelo método de covariância turbulenta, oscilaram entre 1,28 a 99/05/12 e 5,63 a 99/08/11, sendo o valor médio diário total do conjunto dos valores de 2,35 ± 1,13. Um predomínio do fluxo de calor sensível sobre o fluxo de calor latente, para pinhal no Alto Reno, Alemanha, é atribuído por VOGT e JAEGER (1990) e JAEGER e KESSLER (1997) a condições climáticas de baixa precipitação. OKE

(1992), considera os valores da razão de Bowen entre 2 e 6, como típicos de regiões semi-áridas com limitações de água disponível.

Pela análise realizada por RODRIGUES (2002), verifica-se que os valores médios da razão de Bowen superiores a 3 correspondem aos dias 98/05/08, 99/06/30, 99/07/28 e 99/08/11. Tal facto é devido a maiores níveis de radiação disponível e fluxo de calor sensível, associados a modestos valores de evapotranspiração. Nesses dias ocorrem altos valores médios de calor sensível situados entre 286Wm^{-2} a 98/05/08 e 393Wm^{-2} a 99/07/28, todos superiores à média. Tais fluxos de calor sensível são sustentados por níveis de balanço radiativo de 522Wm^{-2} a 98/05/08 e de 596Wm^{-2} e 634Wm^{-2} a 99/06/30 e 99/07/28, respectivamente. Relativamente a 99/08/11 não se dispõem de dados de radiação. As Figuras 12 e 13 permitem uma variação conjunta dos valores médios diários da razão de Bowen com os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, respectivamente, considerando a linha horizontal relativa à razão de Bowen igual a 3.

Verificou-se, (RODRIGUES, 2002), que para gamas de valores inferiores a 3, a valores de razão de Bowen inferiores à média, podem ocorrer situações de médias diárias de balanço radiativo superiores ou inferiores à média. Esta informação pode ser verificada na Figura 14 e permite depreender uma relação indirecta entre o fluxo de calor latente e balanço radiativo, apontada para cobertos florestais, por autores como LINDROTH (1985).

Os valores da razão de Bowen registados variaram significativamente em termos mensais, com médias diárias de 2,1 em Maio, 2,3 em Junho, 3,2 em Julho, 5,63 em Agosto, 2,08 em Setembro, 1,6 em Outubro, que se podem comparar ao valor médio total de 2,35.

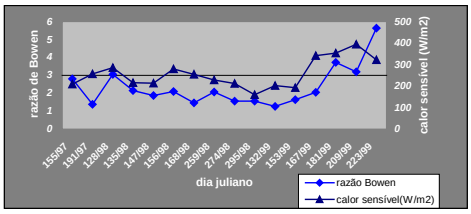


Figura 12 - Variação conjunta dos valores médios diários da razão de Bowen, com os valores médios diários do fluxo de calor sensível

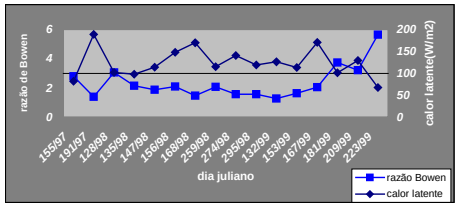


Figura 13 - Variação conjunta dos valores médios diários da razão de Bowen e do fluxo de calor latente (W/m^2)

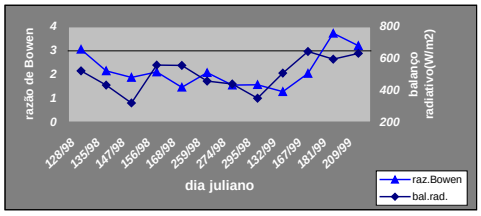


Figura 14 - Variação conjunta dos valores médios diários da razão de Bowen com o balanço radiativo (W/m^2)

Essa variação é indicativa das alterações sazonais do estado hídrico da atmosfera e do ecossistema, sendo também suficiente para corroborar os argumentos apresentados em LINDROTH (1985). Este autor, com base em resultados de variação da razão de Bowen de ordem de 4 vezes entre 0,5 e 2, obtidos em pinhal em Jädraas, Suécia, aponta

uma significativa variabilidade mensal da razão de Bowen nos cobertos florestais, como consequência de variações, simultâneas do balanço radiativo e de parâmetros como a resistência de coberto e o fluxo de calor latente. Esta dinâmica decorre da necessidade de permanente controlo e adaptação do arvoredo esparso aos parâmetros microclimáticos. A mencionada variabilidade mensal confirma a ideia, segundo o mesmo autor, de que em cobertos florestais o fluxo de calor latente na atmosfera é principalmente controlado por factores fisiológicos e humidade do ar, pelo que a relação entre o fluxo de calor latente e o balanço radiativo é predominantemente indirecta.

O valor médio global das médias diárias do armazenamento total de energia adimensionalizado ao balanço radiativo, foi de 16,99 ± 5,39%. Os valores dessa razão oscilaram entre 7,59% a 99/07/28 e 28,06% a 98/10/22. O cômputo do armazenamento do solo é feito considerando o fluxo de calor no solo modelado, de acordo com a equação (16).

Para a análise destes resultados, deve ser considerado o facto de os mesmos se reportarem ao período da tarde em meses de calor, correspondendo portanto a condições de maior aquecimento. A variabilidade, em termos diários, do armazenamento adimensionalizado é comparável à gama de 4% a 13%, referente ao ciclo diurno total, indicada por LINDROTH (1985). Os resultados do armazenamento adimensionalizado são compatíveis com os resultados diurnos equivalentes de 14 a 17%, apresentados por BLANKEN *et al.* (1997).

Os valores absolutos mínimo e máximo das médias diárias dos termos menos significativos, englobando o termo de armazenamento energético nos troncos e as componentes de armazenamento de calor latente e sensível na camada de ar até 6m de altura foram de 0,54Wm^{-2} a 98/06/05 e 14,07Wm^{-2} a 99/06/30 com valor médio total de 6,62 ± 4,76Wm^{-2}.

O valor médio global do armazenamento de calor latente no ar foi de 2,04 ± 2,47Wm^{-2}, não apresentando uma tendência diária bem definida. Tal resultado é compatível com o trabalho de LAMAUD *et al.* (2001), em pinhal nas Landes francesas, onde são indicadas variações erráticas de -3 a 3Wm^{-2}, para os valores do termo de armazenamento de calor latente no ar. A oscilação irregular do armazenamento de calor latente no ar é também indicada por McCAUGHEY e SAXTON (1988), em medições realizados em povoamento misto de folhosas no Petawawa National Forestry Institute, Canadá.

O valor médio global do termo de armazenamento no tronco foi de 3,4 ± 2,97Wm^{-2}. O padrão de variação diária dos resultados desse termo foi semelhante ao padrão apresentado pelos resultados de LAMAUD *et al*. (2001).

O valor médio global do termo de armazenamento de calor sensível no ar foi de 1,86 ± 2,72Wm^{-2}. O padrão diário de variação dos valores deste termo pode ser considerado como decrescente ao longo da tarde, aos dias 98/05/15, 98/06/17, 98/09/16, 98/10/01, 98/10/22 e 99/08/27, atingindo-se um valor nulo por volta das 15h00m. Tal situação é compatível com os resultados relativos aos trabalhos referidos de LAMAUD *et al*. (2001), McCAUGHEY e SAXTON (1988) e LINDROTH (1985).

O conjunto dos termos mais significativos engloba as componentes de fluxo de calor no solo e de armazenamento de calor nas copas. Os valores de médias diárias, mínimo e máximo para esse

comjunto são de 43,28Wm^{-2} e 113,2Wm^{-2} a 99/07/28 e 98/06/05. O valor médio total respectivo é de 74,31 ± 24,93Wm^{-2}. Tais valores são da ordem de grandeza dos resultados apresentados por LAMAUD *et al*. (2001), para o período da tarde. Pela Figura 15, pode visualizar-se uma variação conjunta dos valores médios diários dos termos mais e menos significativos do armazenamento energético.

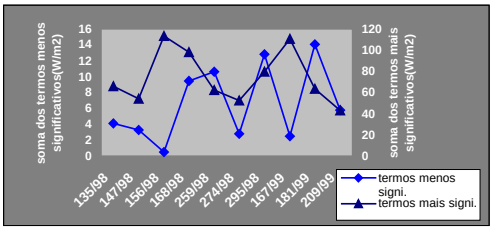


Figura 15 - Variação conjunta dos somatórios médios diários dos termos de armazenamento mais e menos significativos, (W/m^2)

O termo de armazenamento das copas foi estimado a partir da equação (17), de acordo com a metodologia atrás descrita, sendo o respectivo valor médio global de 41,48 ± 29,3Wm^{-2}.

GEIGER (1990) e LAMAUD *et al.* (2001) apresentam igualmente padrões de variação diurna da energia na biomassa com os valores positivos mais significativos, da ordem do termo de armazenamento do solo, entre o meio da manhã e o início de fim de tarde, compatíveis com os resultados aqui apresentados.

De qualquer forma, a metodologia experimental para o estudo do termo de armazenamento energético nas copas deve ser aperfeiçoada, no sentido de melhoria da amostragem, quer em termos da variabilidade da exposição à radiação das superfícies de que se determina a temperatura, quer em termos da realização de medidas de temperatura e propriedades térmicas a várias espessuras dos diferentes tipos de biomassa.

Os valores médios globais dos termos de fluxo de calor no solo medido e modelado, foram de 106,45 ± 85Wm^{-2} e de 31,24 ± 24,54Wm^{-2}.

As curvas diárias de fluxo de solo medido, (RODRIGUES, 2002) apresentaram valores algo exagerados, podendo atingir os 270Wm^{-2}, evidenciando-se pois a necessidade de um adequado esquema de amostragem espacial para a medição do fluxo no solo. Os valores do fluxo de calor no solo modelado, parecem ser assim mais adequados à caracterização do balanço energético. Tais valores são compatíveis com os resultados de OGÉE *et al*. (2001), obtidos em medições em pinhal nas Landes francesas, e LAMAUD *et al*. (2001).

Análise do controlo de qualidade dos fluxos turbulentos e das condições de fecho do balanço energético

Os valores médios diários do fecho do balanço energético calculado com base no balanço radiativo e fluxo de calor no solo modelados, (fecho1), variaram entre –49,51Wm^{-2} e 69,71Wm^{-2} a 98/05/27 e 98/06/17 respectivamente, sendo a média total de 13,48 ± 41,15Wm^{-2}. Os valores de fecho mínimo e máximo, calculados com o balanço radiativo medido e fluxo de calor no solo modelado, (fecho2), foram de –31,96Wm^{-2} a 98/05/27 e 77,24Wm^{-2} a 99/07/28, sendo a média total de 28,07 ± 31,27Wm^{-2}

Em termos globais, a média do fecho do balanço energético, calculado com base no balanço radiativo e fluxo de calor do solo modelados, foi de 19,11 e 77,93Wm^{-2}. Os correspondentes valores da média e desvio-padrão do fecho,

obtido considerando o balanço radiativo medido e fluxo de calor do solo modelado, foram de 33,39 e 72,8Wm^{-2}, respectivamente.

Estes valores absolutos dos termos de fecho, estão abaixo da gama indicada em ANTHONI *et al.* (2000), de valores absolutos de 200-250Wm^{-2}, a qual em ecossistemas esparsos sob condições de Verão com céu limpo, seria devida a grande variabilidade das temperaturas radiativas superficiais, como consequência de heterogeneidade de exposição e responsável, dessa forma, por condições de fecho bastante desfavoráveis.

Em termos adimensionais, verificou-se que as médias diárias dos valores absolutos das razões percentuais entre os termos do fecho 1 do balanço energético e os valores medidos do balanço radiativo variam entre 2.5% a 99/06/16 e 13,08% a 98/05/27, com média total de 8,87 ± 3,95%.

Os valores absolutos mínimo e máximo das médias diárias dos valores absolutos das razões percentuais entre os termos do fecho 2 do balanço energético e os valores medidos de balanço radiativo, são de 3,09% a 98/06/05 e 15,5% a 99/06/30. A média total respectiva é de 8,92 ± 4,92%. Estes resultados estão representados na Figura 16.

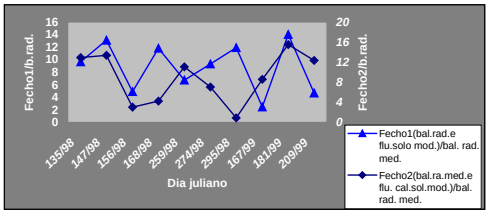


Figura 16 - Variação conjunta dos valores médios diários das razões entre os Fechos 1 e 2 do balanço energético, de cálculo descrito na legenda e o balanço radiativo

A média do total do conjunto de valores médios diários da razão entre os valores do gasto energético, considerando o fluxo de calor no solo modelado e o balanço radiativo modelado, foi de 1,01 ± 0,12, variou entre o mínimo de 0.89 a 98/06/17 e o máximo de 1,25 a 98/05/27. A média do total do conjunto de valores médios diários da razão entre os valores do gasto energético, considerando o fluxo de calor no solo modelado e o balanço radiativo medido, foi de 0,95 ± 0,07, variando entre o mínimo de 0,87 a 98/05/15 e o máximo de 1,10 a 98/05/27.

Os valores médios diários da razão entre o somatório dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente, obtidos pelo método de covariância turbulenta e a energia disponível, (calculada com base no balanço radiativo medido e no fluxo de calor no solo modelado), oscilaram entre 0,85 a 98/05/15 e 1,14 a 98/05/27, com média de 0,95 ± 0,09. A Figura 17 é ilustrativa da concordância das duas razões normalmente usadas na caracterização do fecho do balanço.

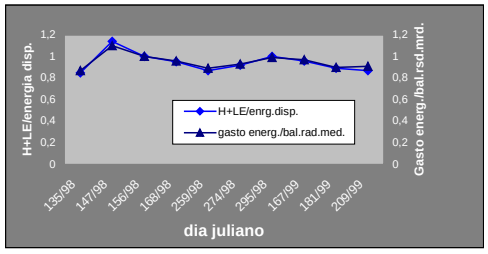


Figura 17 - Variação conjunta dos valores médios diários das razões entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível e entre o gasto energético e o balanço radiativo

Os valores das razões de fecho são bastante razoáveis, quando comparados com autores como LEE e BLACK (1993b)

que referem resultados de 0,83 para a razão entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível, para as condições experimentais já indicadas. BALDOCCHI *et al*. (1997), para medições realizadas em pinhal em Saskatchewan, Canadá, indicam valores de 92% para o fecho adimensionalizado. BLANKEN *et al*. (1998), em povoamento de folhosas e para o período diurno, apresentam valores médios da razão entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível da ordem de 0,95, ao nível de 18m acima do nível das copas.

A aplicação do teste de estacionaridade dos dados à totalidade dos 109 ficheiros de 30min. de dados, relativos ao conjunto de dezasseis dias de 1997, 1998 e 1999, de aplicação do método de covariância turbulenta, revelou que apenas os resultados dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente de 3 e 11 ficheiros, respectivamente, podem ser considerados de má qualidade. Os resultados da similaridade fluxo-variância revelaram que apenas 4 e 6 ficheiros apresentaram resultados de má qualidade, quantos as razões de σ_w / u_* e σ_u / u_*, respectivamente. Pensamos que estes resultados são perfeitamente aceitáveis.

A fracção de 10% de erro relativo aos dados do fluxo de calor latente, é perfeitamente aceitável de acordo com a Campbell Scientific, fabricante do higrómetro Krypton. Acresce que a maioria dos ficheiros correspondentes a má qualidade de dados, quanto ao fluxo turbulento de calor latente, apresentam resultados de boa qualidade quanto às razões de σ_w / u_* e σ_u / u_*, factor indicador da homogeneidade espacial dos escoamentos e propício, de acordo com BLANKEN *et al.* (1998), quanto a uma aceitação dos resultados.

Discussão

Nesta primeira parte da síntese da dissertação foi apresentada a metodologia teórico-experimental para a caracterização físico-ambiental do montado de sobro do Rio Frio, visando uma caracterização da dinâmica das componentes do balanço energético, na camada limite de fluxo constante, sob os pontos de vista da evolução temporal do balanço radiativo, dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível e dos temos de armazenamento, bem como de algumas interacções entre eles. Pretendeu-se também verificar a possibilidade de utilização do método aerodinâmico ao cálculo dos fluxos turbulentos de momento e calor sensível, bem como da equação de Penman-Monteith para o cálculo do fluxo turbulento de calor latente, como ainda a caracterização das condições de fecho do balanço e controlo de qualidade dos fluxos turbulentos.

Os valores médios globais das médias diárias do balanço radiativo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente foram de 501,82 Wm^{-2}, 257,13Wm^{-2} e de 123,69Wm^{-2}. Os fluxos turbulentos, competindo pela energia disponível, são de sinal positivo, como é típico de condições de instabilidade térmica.

A média do total de tais valores das médias diárias das razões entre o somatório dos fluxos turbulentos, obtidas pelo método de covariância turbulenta foi de 77,36%. Tais resultados são compatíveis com os referidos em referências como LEE e BLACK (1993b). O balanço radiativo e a velocidade de fricção foram factores determinantes para a evolução do fluxo de calor sensível.

As diferenças percentuais entre os fluxos de calor sensível obtidas pelos métodos de covariância turbulenta e

aerodinâmico iterativo foram de 2,67%. O valor médio diário de d_{norm}, obtido por inversão das equações do método aerodinâmico iterativo foi de 0,78. O valor médio total das diferenças percentuais entre os fluxos de calor latente, obtidos pelos métodos de Penman-Monteith e de covariância turbulenta, foi de 10,94%. O valor médio diário total da razão de Bowen, com base nos fluxos de calor sensível e latente obtidos pelo método de covariância turbulenta, foi de 2,35 próprios de condições climáticas de baixa precipitação, como sejam as relativas a regiões semi-áridas, com limitações de água disponível.

Os valores médios diários da razão de Bowen superiores a 3, foram devidos a maiores níveis de balanço radiativo e de fluxo de calor sensível, associados a modestos valores de evapotranspiração. Para gamas de valores inferiores a 3, valores de razão de Bowen superiores ou inferiores à média, ocorrem situações de médias diárias de balanço radiativo quer superiores quer inferiores à média total.

Confirmou-se pois uma relação indirecta entre o fluxo de calor latente e balanço radiativo, apontada para cobertos de tipo rugoso, como os florestais, por autores como LINDROTH (1985). A variabilidade mensal, segundo um factor da ordem de 3,5, da razão de Bowen é indicativa das alterações sazonais do estado hídrico da atmosfera e do ecossistema. Nos cobertos florestais tal variabilidade é, de acordo com autores como LINDROTH (1985), consequência de variações, simultâneas do balanço radiativo, da resistência de coberto e do fluxo de calor latente.

O valor médio diário total do armazenamento de energia adimensionalizado ao balanço radiativo, foi de 16,99%. A variabilidade, em termos mensais, do armazenamento adimensionalizado é comparável a resultados equivalentes, citados por LINDROTH (1985) e BLANKEN *et al*. (1997), e relativos a ciclos diurnos.

O valor médio total das médias diárias dos termos menos significativos, englobando o termo de armazenamento energético nos troncos e as componentes de armazenamento de calor latente e sensível, foi de 6,62 Wm^{-2}. O conjunto dos termos mais significativos engloba as componentes de fluxo de calor no solo e o armazenamento de calor nas copas. Os valor médio total respectivo foi de 74,31Wm^{-2}. Os componentes dos temos de armazenamento obedeceram aos padrões de variação indicados na bibliografia.

Considerou-se que a medição de fluxo de calor no solo apenas na base da torre, não foi suficientemente representativa para amostrar a variabilidade horizontal significativa do fluxo de calor no solo, decorrente de variações dos regimes de irradiância no solo florestal. Dessa forma, para o cálculo do balanço energético, apenas se tomou em linha de conta os valores de fluxo de calor no solo, obtido por modelação, os quais foram compatíveis com os resultados citados em referências como OGÉE *et al*. (2001) e LAMAUD *et al*. (2001).

Os valores absolutos dos termos de fecho estão abaixo da gama indicada em ANTHONI *et al*. (2000) de valores absolutos de 200-250Wm^{-2}, a qual, em ecossistemas esparsos sob condições de Verão com céu limpo, seria devida a grande variabilidade das temperaturas radiativas superficiais, como consequência de heterogeneidade de exposição e responsável, dessa forma, por condições de fecho bastante desfavoráveis.

Os valores das razões de fecho adi-

mensionais de 95%, foram bastante razoáveis, quando comparados com autores como LEE e BLACK (1993b) que referem resultados de 83% para a razão entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível ou como BALDOCCHI *et al*. (1997), que indicam valores de 92% para o fecho adimensionalizado.

As condições de terreno plano, coberto relativamente homogéneo e boas condições de fetch, foram naturalmente adequadas para a obtenção de um adequado nível de fecho do balanço energético. O carácter favorável dos resultados de fecho é enfatizado pela circunstância de os mesmos se reportarem a períodos de tarde e portanto carecerem de contabilização de todas as componentes do balanço energético, ao contrário do que sucederia se fossem referidos a ciclos de 24horas, circunstância em que os termos de armazenamento flutuantes se cancelariam.

Os resultados do teste de FOKEN e WICHURA (1996) de estacionaridade dos dados e da avaliação da similaridade fluxo-variância, reportados à totalidade dos 109 ficheiros de 30min. de dados, revelaram uma boa qualidade dos dados dos fluxos.

Naturalmente que as boas condições do fecho do balanço energético, o carácter homogéneo, regular e extenso do coberto florestal e as condições de instabilidade térmica, as quais como se referiu correspondem a menores frequências envolvidas e são menos exigentes quanto a condições de fetch, são factores determinantes para a boa qualidade dos dados dos fluxos e parâmetros turbulentos.

Bibliografia

ANTHONI, P.M., BEVERLY, E.L., UNSWORTH,. M.H.,VONG, R.J., 2000. Variation of Net Radiation Over Heterogeneous Surfaces: Measurements and Simulation in a Juniper-Sagebrush ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology* 102, 275-286

ASTON, A.R., 1985. Heat Storage in a Young Eucalipt Forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **35** : 281-297

AUBINET, M., GRELLE, A., IBROM, A., RANNIK, Ü., MONCRIEFF, J., FOKEN, T., KOWALSKI, A.S., MARTIN, P.H.M., BERBIGIER, P., BERNHOFER, CH., CLEMENT, R., ELBERS, J., GRANIER, A., GRÜNWALD, T., MORGENSTERN, K., PILEGAARD, K., REBMANN, C., SNIDJERS, W., VALENTINI, R., VESALA, T., 2000. Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The Euroflux Methodology. *Advances in Ecological Research* 30.

BALDOCCHI, D.D., HUTCHINSON, B.A., 1987. Turbulence in a Almond Orchard: Vertical Variations in Turbulent Statistics. *Boundary Layer Meteorology* **40** : 127-146

BALDOCCHI, D.D., UT. PAW, K., SHAW, R.H., SNYDER, R.L., 1995. *Advanced Short Course on Biometeorology and Micrometeorology*. CNR, CIHEAM, Università di Sassari, EU, Sassari, Italy

BALDOCCHI, D.D., VOGEL, A.C., HALL, B., 1997. Seasonal Variation of Energy and Water Vapor Exchange Rates Above and Below a Boreal Jack Pine Forest Canopy. *Journal of Geophysical Research* **102** : 28939-28951

BLANKEN, P.D., BLACK, T.A., YANG, P.C., NEUMANN, H.H., NESIC, Z., STAEBLER, R., HARTOG, G. DEN., NOVAK, M.D., LEE, X., 1997. Energy Balance and Canopy Conductance of a Boreal Aspen Forest: Partitioning Overstory and Understory Components. *Journal of Geophysical Research* **102** : 28915-28927

BLANKEN, P.D., BLACK, T.A., NEUMANN, H.H., HARTOG, G. DEN, YANG, P.C., NESIC, Z., STAEBLER R., CHEN, W., NOVAK, M.D., 1998. Turbulent Flux Measurements Above and Below the Overstorey of a Boreal Aspen Forest. *Boundary Layer Meteorology* **89** : 109-140

BRUNET, Y., 1999. Turbulence et Transport. *Seminário sobre Transferências Hídricas em Cobertos Vegetais Descontínuos*, Oeiras

CAMPBELL, G.S., 1986. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer Verlag

Carvalho J.S., 1985. *Notas para o Curso de Formação de Técnicos para a Indústria da Cortiça*. Instituto Superior Técnico - Estação Florestal Nacional

DENMEAD, O.T., BRADLEY, E.F., 1985. Flux-Gradient Relationships in a Forest Canopy. Em: *The Forest-Atmosphere Interaction (ed. B.A Hutchinson e B.B. Hichs) pp. 421-442*. Reidel Publishing Company

FOKEN, TH., WICHURA, B., 1996. Tools for Quality Assessing of Surface-Based Flux Measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* **78** : 83-105

FORTES, M.A., 1989. *A Cortiça.* Colóquio Ciências N.4, Jan/Abr, 35-60

GEIGER, R., 1990. *Manual de Microclimatologia - O Clima da Camada de Ar Junto ao Solo*. Fundação Calouste Gulbenkian, 4ªEd.

GOES, E., 1991. *A Floresta Portuguesa*. Portucel

INCROPERA, F.P., WITT, D.P., 1990. *Fundamentals of Heat and Mass Transfer*. 3rd ed., John Wiley & Sons

JAEGER L., KESSLER, A., 1997. Twenty Years of Heat and Water Balance Climatology at the Hartheim Pine Forest, Germany. *Agricultural and Forest Meteorology* **84** : 25-36

KAIMAL, J.C., GAYNOR, J.E., 1991. Another Look at Sonic Thermometry, *Boundary Layer Meteorology* **56** : 401-410

KAIMAL, J.C., FINNIGAN, J.J., 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurement*. Oxford University Press

LAMAUD, E., OGEE, J., BRUNET, Y., BERBIGIER, P., 2001. Validation of Flux Measurements Above the Understorey of a Pine Forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **106** : 187-203

LAUBACH, J., RASCHENDORFER, M., KREILEIN, H., GRAVENHORST, G., 1994. Determination of Heat and Water Vapour Fluxes Above a Spruce Forest by Eddy Correlation. *Agricultural and Forest Meteorology* **71** : 373-401

LAUBACH, J., McNAUGHTON, K., 1998. A Spectrum-Independent Procedure for Correcting Eddy Fluxes Measured with Independent Sensors. *Boundary Layer Meteorology* **89** : 445-467

LEE, X., BLACK, T.A., 1993a. Atmospheric Turbulence Within and Above a Douglas Fir Stand. Part I: Statistical Properties of the Velocity Field. *Boundary Layer Meteorology* **64** : 149-174

LEE, X., BLACK, T.A., 1993b. Atmospheric Turbulence Within and Above a Douglas Fir Stand. Part II: Eddy Fluxes of Sensible Heat and Water Vapour. *Boundary Layer Meteorology* **64** : 369-389

LINDROTH, A., 1985. Seasonal and Diurnal Variation of Energy Budget Components in Coniferous Forests. *Journal of Hydrology* **82** : 1-15

MCAUGHEY, J.H., 1985. A Radiation and Energy Balance Study of Mature Forest and Clear-Cut Sites. *Boundary Layer Meteorology* **32** : 1-24

MCAUGHEY, J.H., SAXTON, W.L., 1988. Energy Balance Storage Terms in a Mixed Forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **44** : 1-18

MONTEITH, J.L., UNSWORTH, M.H., 1990. *Principles of Environmental Physics*. 2nd. Ed., Edward Arnold

MOORE, C.J., FISCH, G., 1986. Estimating Heat Storage in Amazonian Tropical Forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **38** : 147-169

NATIVIDADE, J.V., 1950. *Subericultura*. DGF

OGEE, J., LAMAUD, E., BRUNET, Y., BERBIGIER, P., BONNEFOND, J.M., 2001. A long-term Study of Soil Heat Flux Under a Forest Canopy. *Agricultural and Forest Meteorology* **106** : 173-186

OKE, T.R., 1992. *Boundary Layer Climates*. 2nd Edition, Routledge

PÁSCOA, F., SILVA, R., 1986. Produto de Podas em Sobreiro: Tabelas de Biomassa, Em: *1ºEncontro sobre Montados de Sobro e Azinho (ed. Sociedade Portuguesa de Ciências Florestais, Liga para a Protecção da Natureza e Grupo Universitário de Évora de Estudos de Ambiente)*

RAUNER, J.L., 1976. Deciduous Forests. Em: *Vegetation and Atmosphere, Vol. II (ed. J.L.Monteith) 241-264*. Academic Press

RODRIGUES, A.M., 2002. *Fluxos de Momento, Massa e Energia na Camada Limite Atmosférica em Montado de Sobro*, Dissertação para a obtenção do Grau de Doutor em Engenharia do Ambiente, Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa

SUTTON, O.G., 1953. *Micrometeorology*. McGraw-Hill

TANNER, B.D., SWIATEK, E., GREENE, J.P., 1993. Density Fluctuations and Use of the Krypton Hygrometer in Surface Flux Measurements. Em: *Management of Irrigation and Drainage Systems. (Workshop of the Irrigation and Drainage Div./ASCE, July 21-23, Park City, Utah)*

THOM, A.S., 1975. Momentum, Mass and Heat Exchange of Plant Communities. Em: *Vegetation and Atmosphere, Vol I (ed. J.L. Monteith) 57-109*. Academic Press

WEBB, E.K., PEARMAN, G.I., LEUNING, R., 1980. Correction of Flux Measurements for Density Effects Due to Heat and Water Vapor Transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **106** : 85-100

VALENTE, F.M.R.T., 1999. *Intercepção da precipitação em povoamentos esparsos. Modelação do processo e características aerodinâmicas dos cobertos molhados*. Tese de Doutoramento, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia, Lisboa

VOGT, R., JAEGER, L., 1990. Evaporation From a Pine Forest-Using the Aerodynamic Method and Bowen Ratio Method. *Agriculture and Forest Meteorology* **50** : 39-54

Submetido para publicação em Fevereiro de 2003
Aceite para publicação em Março de 2003