

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

ENERGIA NO SISTEMA CLIMÁTICO

**(Apontamentos para aulas de MICROCLIMATOLOGIA DOS
HABITATS)**

José Alexandre Andrade

ÉVORA, 2011

Índice.....	i
Lista de Símbolos.....	ii
1. AS FORMAS DE ENERGIA DO SISTEMA CLIMÁTICO.....	1
2. MODOS DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA.....	2
3. A RADIAÇÃO SOLAR, TERRESTRE E ATMOSFÉRICA.....	3
3.1. Características da radiação.....	3
3.2. Radiação Solar.....	4
3.2.1. A Radiação solar no topo da atmosfera.....	4
3.2.2. Propagação e depleção da radiação solar na atmosfera.....	5
3.3. Radiação terrestre e radiação atmosférica.....	10
4. BALANÇO ENERGÉTICO DO SISTEMA GLOBO-ATMOSFERA.....	12
5. BALANÇO DE RADIAÇÃO DE UMA SUPERFÍCIE.....	15
5.1. Componentes do balanço de radiação.....	15
5.2. Medição e estimativa dos componentes do balanço de radiação.....	18
6. BALANÇO ENERGÉTICO À SUPERFÍCIE TERRESTRE.....	20
7. CONSEQUÊNCIAS NO MOVIMENTO DO AR ATMOSFÉRICO.....	23
8. EXERCÍCIOS PROPOSTOS.....	23
BIBLIOGRAFIA CONSULTADA.....	29

LISTA DE SÍMBOLOS

a	(1) absorvidade (radiação)
A	(1) constante da lei de Wien ($A = 2897 \mu\text{m K}$).
c	(1) velocidade da luz ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$)
c_1	constante ($= 2hc^2 = 3,74 \times 10^{-16} \text{ W m}^{-2}$) (lei de Planck do corpo negro)
c_2	constante ($= ch/k = 1,432 \times 10^{-2} \text{ m K}^{-1}$) (lei de Planck do corpo negro)
d	diâmetro das partículas atmosféricas (cm)
dl	espessura absorvente de uma camada de atmosfera (m)
e	poder emissivo de um corpo (W m^{-2})
E	poder emissivo ou energia emitida por um corpo negro (W m^{-2})
g	aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m s}^{-2}$)
G	fluxo de energia trocado entre uma superfície e o meio subjacente (solo por ex.) (W m^{-2})
h	(1) constante de Planck ($h = 6,63 \times 10^{-34} \text{ J s}$) (2) espessura de uma camada de atmosfera (m) (3) ângulo horário ($^\circ$)
H	fluxo de energia entre a superfície e o ar (W m^{-2})
I_a	energia radiante absorvida (W m^{-2})
I_i	irradiância ou energia radiante incidente (W m^{-2})
I_r	energia radiante absorvida (W m^{-2})
I_t	energia radiante transmitida (W m^{-2})
k	constante de Boltzman ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$)
k_λ	coeficiente de extinção de uma camada de atmosfera para um dado c.d.o. ($\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$)
$k_{\lambda,\text{abs}}$	coeficiente de absorção de uma camada de atmosfera para um dado c.d.o. ($\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$)
$k_{\lambda,\text{dif}}$	coeficiente de difusão de uma camada de atmosfera para um dado c.d.o. ($\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$)
$L\downarrow$	radiação atmosférica (W m^{-2})
$L\uparrow$	radiação terrestre (W m^{-2})
LE	calor latente (W m^{-2})

L^*	Balanco de radiação de grande comprimento de onda do sistema globo-atmosfera
m	massa de volume de ar (kg)
n	insolação real (horas)
N	insolação astronómica (horas)
P	pressão atmosférica (kPa ou mmHg)
q	coeficiente de transparência da atmosfera
r	reflectividade (radiação)
R	distância entre o Sol e a Terra (m)
R_l	radiação efectiva ou radiação nocturna ($W m^{-2}$)
R_M	distância média entre o Sol e a Terra (m).
R_n	balanco de radiação ou a radiação líquida ($W m^{-2}$)
R_{nl}	radiação de grande comprimento de onda ($W m^{-2}$)
R_{ns}	radiação de curto comprimento de onda ($W m^{-2}$)
S	constante solar ($1353 W m^{-2}$)
$S\downarrow$	radiação solar global ($W m^{-2}$)
$S\uparrow$	radiação solar reflectida ($W m^{-2}$)
$S\downarrow_{dir}$	radiação solar directa ($W m^{-2}$)
$S\downarrow_{dif}$	radiação solar difusa ($W m^{-2}$)
S_{atm}	irradiância no topo da atmosfera ($W m^{-2}$)
S_g	radiação solar global ($W m^{-2}$)
S^*	Balanco de radiação de pequeno comprimento de onda do sistema globo-atmosfera
t	(1) tempo (s, horas) (2) transmissividade (radiação)
T	(1) temperatura efectiva (ou irradiativa) do corpo (K) (3) temperatura absoluta do corpo (K)
T_a	temperatura do fluido (ar) ($^{\circ}C$)
T_i	temperatura irradiativa ($^{\circ}C$ ou K)
T_s	temperatura da superfície de um corpo ($^{\circ}C$)
T_w	temperatura do termómetro molhado ($^{\circ}C$)
u_λ	massa seccional de uma camada de atmosfera ($kg m^{-2}$)
V	velocidade do vento ($m s^{-1}$)
w	energia de um <i>quantum</i> (Joules)

z	distância zenital do Sol (z)
α	(a) altura do Sol ($^{\circ}$) (2) parâmetro de Raleigh(= $d\pi/\lambda$)
β	razão de Bowen
δ	declinação solar ($^{\circ}$)
ϵ	emissividade de um corpo
φ	latitude do lugar ($^{\circ}$)
λ	comprimento de onda (μm , cm)
ν	frequência (s^{-1})
ρ	(1) densidade do ar (kg m^{-3}) (2) albedo (%)
σ	constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).
τ_{λ}	percurso óptico ou massa óptica
Φ	densidade de fluxo radiante (W m^{-2})

1- AS FORMAS DE ENERGIA DO SISTEMA CLIMÁTICO

A **energia** é a capacidade de realizar trabalho. A energia interna de um sistema é a soma das formas de energia nele presentes. Num sistema isolado, a soma das diferentes formas de energia mantém-se constante, independentemente das transformações energéticas que nele ocorram (1º Princípio da Termodinâmica). No **Sistema Climático**, termodinamicamente fechado mas não isolado, há uma grande variedade de formas de energia: radiante, térmica, mecânica (potencial e cinética), química, eléctrica e magnética.

A **energia radiante** é de natureza electromagnética e propaga-se sem necessidade de suporte material. A principal fonte de energia do Sistema Climático provém do Sol – energia radiante solar. O aquecimento e o arrefecimento do ar resultam das variações do balanço radiativo da superfície terrestre.

A **energia térmica** é uma forma de energia associada aos movimentos dos átomos e das moléculas de um corpo. Temperatura é uma medida da energia cinética média por molécula. Diferenças de temperatura num corpo ou entre dois corpos geram fluxos de energia. Calor é energia em trânsito e mede a energia cinética total de todas as moléculas. **Calor sensível** é libertado após mistura de porções de ar a diferentes temperaturas; **calor latente** é libertado após condensação do vapor de água (sob a forma de gotículas de nuvens, por exemplo) ou consumido após evaporação da água ou transpiração dos seres vivos. O calor sensível implica modificação da temperatura de um corpo enquanto o calor latente não tem qualquer reflexo na sua variação térmica.

A **energia potencial** de um corpo está associada à sua posição e avalia-se pelo trabalho realizado para transportá-lo de um nível de referência (energia potencial nula) até atingir a sua posição actual. A **energia cinética** é a forma de energia de um corpo associada ao seu movimento. No sistema climático a vida média da energia cinética é muito curta, pois dissipa-se de forma contínua devido ao efeito do atrito e da viscosidade turbulenta molecular. A soma da energia cinética e da energia potencial (energia mecânica) é constante.

A **energia química** está associada às reacções que ocorrem no sistema climático (por ex., a oxidação, a fotossíntese,...). A energia eléctrica e a energia magnética são particularmente importantes na alta atmosfera. Os relâmpagos e as trovoadas são manifestações de energia eléctrica na baixa atmosfera.

As formas de energia predominantes no sistema climático são a **energia radiante**, a **térmica**, a **mecânica** (cinética e potencial) e a **química**.

2. MODOS DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA

São reconhecidos comumente três modos de transferência de energia: convecção, condução, radiação. A **radiação** é um processo de transferência de energia através de ondas eletromagnéticas, presente em todos os corpos e, como foi atrás referido, não carece de meio material para se propagar. A **convecção** é o mecanismo de transferência de energia que ocorre num fluido, por mistura de uma porção ou de porções diferentes deste, devido a movimentos de mesoescala da sua massa, relativamente organizados. Se o movimento do fluido for causado por meios mecânicos externos trata-se de **convecção forçada**; se for causado apenas por diferenças de densidade que foram criadas devido a diferenças de temperatura existentes na massa do fluido, trata-se de **convecção livre**. As transferências de energia (calor sensível e/ou calor latente), vapor de água e momento na atmosfera são predominantemente de natureza convectiva ou turbulenta. A convecção livre e a convecção forçada coexistem frequentemente na atmosfera (convecção mista). A **condução de calor** é o mecanismo de troca de energia interna de um corpo para o outro, ou de uma parte de um corpo para outra, por variação da energia cinética do movimento das moléculas, por contacto directo, ou pelo movimento de electrões no caso dos metais. A condução ocorre nos sólidos, líquidos e gases, mas a sua eficiência é maior nos sólidos. Embora este mecanismo de transferência seja único na sub-camada laminar da camada-limite, tem uma importância residual na fenomenologia da atmosfera. No entanto, a condução é o tipo de transferência dominante no solo.

Vários autores referem ainda o **calor latente**, a energia associada às transições de fase, como modo de transferência de energia. Na realidade o transporte é sobretudo convectivo. Por exemplo, na transição entre a fase líquida e a fase gasosa (evaporação) o calor retirado da superfície evaporante será depois libertado, após transporte turbulento do vapor de água, quando ocorrer a condensação.

3- A RADIAÇÃO SOLAR, TERRESTRE E ATMOSFÉRICA

O **Sistema Climático** é um sistema fechado mas não isolado, isto é, não há entrada ou saída de massa mas permite trocas de energia com o exterior (espaço). A entrada de energia no Sistema Climático é de natureza radiante e tem origem solar. A maior parte da energia emitida pelo Sol provém da sua Fotosfera.

3.1. Características da radiação

Todo o corpo a uma temperatura diferente do zero absoluto emite energia radiante, cujas características dependem, fundamentalmente, da sua temperatura absoluta (**princípio de Prévost**). A energia radiante é de **natureza electromagnética** e é transportada por **quanta** ou **fotões**. A qualidade da energia é caracterizada pela **frequência** (ν , em s^{-1}) e pelo **comprimento de onda** (λ , em μm), relacionados pela expressão, $\nu = c/\lambda$, onde c é a **velocidade da luz** (3×10^8 m s^{-1}). A **densidade de fluxo radiante** (Φ) é a quantidade de energia radiante emitida, recebida ou transmitida por unidade de área e por unidade de tempo e exprime-se em $W\ m^{-2}$ (SI). A energia associada a um fotão é directamente proporcional à frequência da radiação (**equação de Planck**):

$$w = h \nu \quad (3.1)$$

onde w é a energia de um *quantum* (Joules), h é a constante de Planck ($h = 6,63 \times 10^{-34}$ J s) e ν é a frequência da radiação (s^{-1}).

Para um dado comprimento de onda (λ), parte da **energia radiante incidente** ($I_{i,\lambda}$) num corpo é reflectida ($I_{r,\lambda}$), outra parte é absorvida ($I_{a,\lambda}$) e a parte restante é transmitida ($I_{t,\lambda}$) (**balanço radiativo de um corpo**). A fracção da energia incidente que é transmitida é a **transmissividade** (t_λ), a que é absorvida é a **absorvidade** (a_λ) e a que é reflectida é a **reflectividade** (r_λ). Um **corpo negro** é um corpo que absorve toda a radiação que nele incide ($a_\lambda = 1$); um **corpo branco** reflecte toda a radiação que nele incide ($r_\lambda = 1$); num **corpo cinzento** ou **real**, $0 < a_\lambda < 1$. Num corpo opaco, $r_\lambda + a_\lambda = 1$. A **emissividade** de um corpo para um dado comprimento de onda (ϵ_λ) é a razão entre a energia emitida por esse corpo (e_λ) e a energia emitida por um corpo negro (E_λ) à mesma temperatura. Um corpo está em equilíbrio radiativo quando apenas troca energia com o exterior sob a forma de radiação (ausência de fluxos por condução ou convecção) e quando **a energia que absorve é idêntica à energia que emite**.

A emitância de um corpo negro é directamente proporcional à quarta potência da sua temperatura absoluta (**lei de Stefan-Boltzman**):

$$\mathbf{E} = \sigma \mathbf{T}^4 \quad (3.2)$$

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

O comprimento de onda correspondente à emitância espectral máxima de um corpo é inversamente proporcional à sua temperatura absoluta (**lei dos deslocamentos de Wien**):

$$\lambda_{\text{máx}} \mathbf{T} = \mathbf{A} \quad (3.3)$$

onde $\lambda_{\text{máx}}$ é o comprimento de onda correspondente ao poder emissivo máximo (μm), \mathbf{T} é a temperatura absoluta do corpo (K) e \mathbf{A} é uma constante ($\mathbf{A} = 2897 \mu\text{m K}$).

Para um dado comprimento de onda λ , o cociente entre o poder emissivo (ϵ_λ) e a absorvidade (a_λ) de um corpo é independente da natureza do corpo e só depende da sua temperatura ou, de outra forma, a emissividade de um corpo é igual à sua absorvidade (**lei de Kirchoff**):

$$\frac{e_\lambda}{a_\lambda} = E(\lambda, T)$$

ou (3.4)

$$\mathbf{a}_\lambda = \epsilon_\lambda$$

onde ϵ_λ é o poder emissivo de um corpo (W m^{-2}), \mathbf{a}_λ é a absorvidade de um corpo, $\mathbf{E}(\lambda, \mathbf{T})$ é o poder emissivo de um corpo negro (W m^{-2}) e ϵ_λ é a emissividade de um corpo.

O poder emissivo de um corpo negro $[E(\lambda, T)]$ varia com a temperatura (T) e é válida para todos os comprimentos de onda (λ) (**lei de Planck do Corpo Negro**):

$$E(\lambda, T) = \frac{c^1 \lambda^{-5}}{e^{(c_2 / \lambda T) - 1}} \quad (3.5)$$

onde $E(\lambda, T)$ é o poder emissivo de um corpo negro (W m^{-2}) à temperatura \mathbf{T} (K) e para o comprimento de onda λ (μm), $\mathbf{c}_1 (= 2hc^2)$ e $\mathbf{c}_2 (= ch/k)$ são constantes ($\mathbf{c}_1 = 3,74 \times 10^{-16} \text{ W m}^{-2}$ e $\mathbf{c}_2 = 1,432 \times 10^{-2} \text{ m K}^{-1}$); \mathbf{h} é a constante de Planck ($6,63 \times 10^{-34} \text{ J s}$), \mathbf{k} é a constante de Boltzman ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$) e \mathbf{c} é a velocidade da luz ($2,998 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$).

3.2. Radiação Solar

3.2.1. A Radiação solar no topo da atmosfera

A energia emitida pelo Sol é constituída quase na íntegra por **energia radiante**. Cerca de 99% da energia solar concentra-se entre 0,15 μm e 4,0 μm (**pequeno comprimento de onda**) (Fig. 3.1). As bandas mais importantes do **espectro solar** são as do ultravioleta ($\lambda < 0,4 \mu\text{m}$), do visível ($0,4 < \lambda < 0,74 \mu\text{m}$) e do infravermelho ($\lambda > 0,74 \mu\text{m}$). A quantidade de energia radiante que incide por unidade de área e por unidade de tempo no topo da atmosfera é directamente proporcional ao coseno do **ângulo de incidência dos raios solares** e varia na razão inversa do quadrado da **distância entre o Sol e a Terra (lei de Lambert)**:

$$S_{\text{atm}} = S \left(\frac{R_M}{R}\right)^2 \sin \alpha = S \left(\frac{R_M}{R}\right)^2 \cos z \quad (3.6)$$

onde S_{atm} é a irradiância no topo da atmosfera (W m^{-2}), S é a constante solar (1353 W m^{-2}), α é a altura do Sol ($^\circ$), z é sua distância zenital (z), R é distância entre o Sol e a Terra (em metros) e R_M é a distância média entre o Sol e a Terra ($1,495985 \times 10^{10} \text{ m}$).

O ângulo de incidência dos raios solares (ou a distância zenital z) depende da **latitude do lugar** (φ), da **declinação solar** (δ) e do **ângulo horário** (h). Pela trigonometria esférica, $\cos z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h$. A distância entre o Sol e a Terra varia ao longo do ano, sendo maior a 4 de Julho (**afélio**) e menor a 3 de Janeiro (**periélio**). Se os raios incidirem perpendicularmente a uma unidade de área no topo da atmosfera e se a Terra se encontrar à distância média do Sol (aproximadamente $1,5 \times 10^{11} \text{ m}$), essa quantidade de energia denomina-se **constante solar (S)**. S tem um valor médio de 1353 W m^{-2} e é distribuída por todo o globo. Logo, a energia média interceptada perpendicularmente por um plano conceptual (círculo máximo da Terra com uma área de πr^2) e que é distribuída por toda a superfície terrestre é igual a 338 W m^{-2} ($= s\pi r^2 / 4\pi r^2$).

3.2.2. Propagação e depleção da radiação solar na atmosfera

À medida que a radiação solar atravessa a atmosfera, a sua intensidade diminui progressivamente (**depleção**), devido a fenómenos de absorção, difusão, reflexão, difracção e refracção. A atenuação progressiva da radiação solar ao longo da atmosfera deve-se sobretudo a fenómenos de absorção e de dispersão (**reflexão e difusão**).

A **absorção** é um processo em que a energia radiante é convertida noutra forma de energia. A radiação solar é absorvida pelos gases atmosféricos e pelas gotículas de água. Os principais absorventes da radiação solar são o ozono (rad. ultravioleta) e o

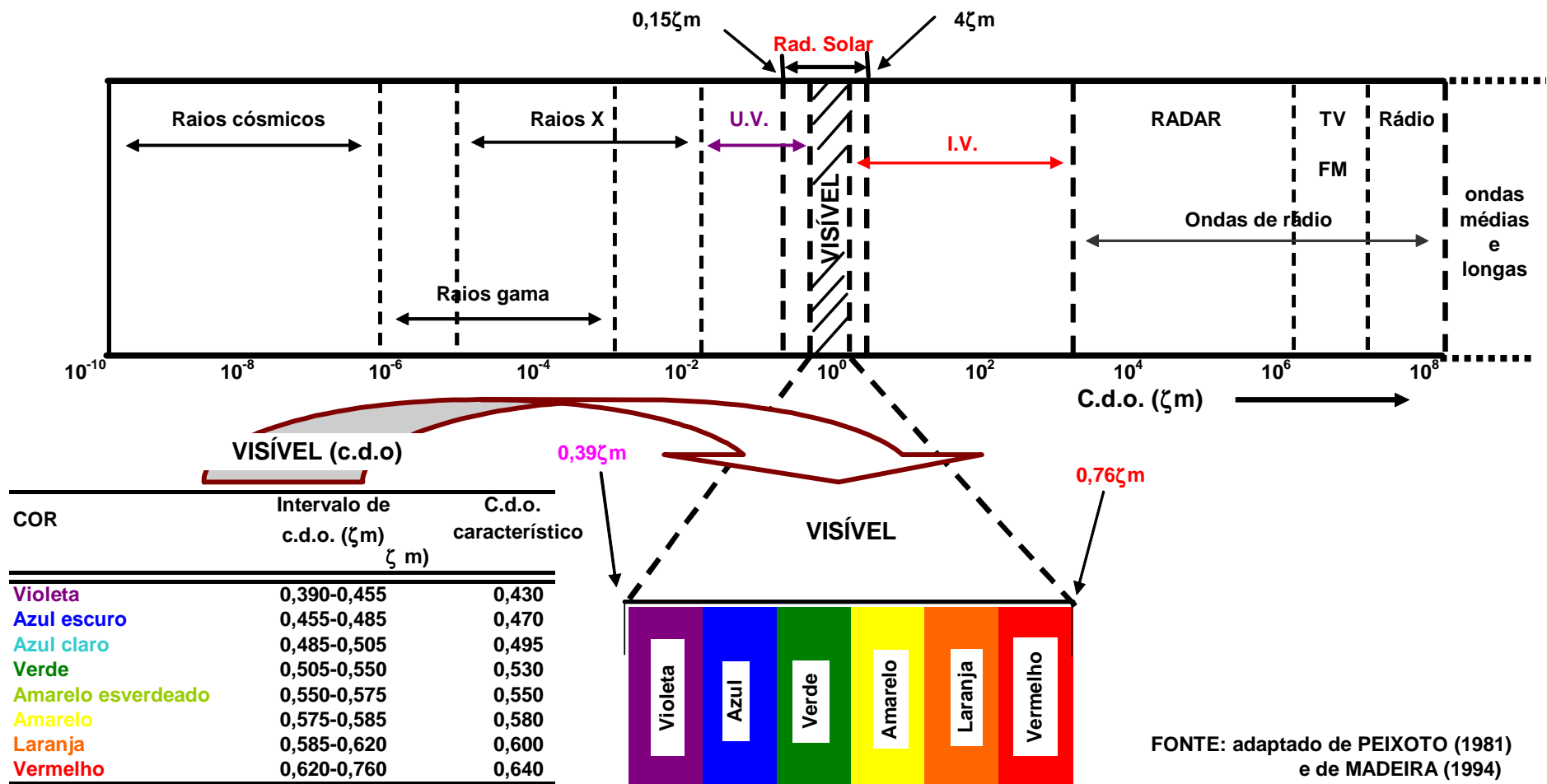


Fig. 3.1 - Espectro electromagnético e espectro solar

vapor de água (rad. infravermelha). A absorvidade dos constituintes atmosféricos varia com o comprimento de onda (absorção selectiva). A banda do espectro solar menos absorvida pelos constituintes da atmosfera é o visível. (Fig. 3.2). O ozono absorve fortemente radiação de c.d.o. entre 0,23 e 0,32 μm . O CO_2 apresenta duas bandas estreitas de forte absorção centradas em 2,8 e em 4,3 μm . O vapor de água apresenta três bandas centradas em 1,37 μm , 1,84 μm e 2,66 μm .

A **difusão** consiste na redistribuição da energia radiante em torno das partículas difusoras, não envolvendo qualquer transformação de energia radiante noutra forma de energia. A dispersão da radiação pode ser uniforme em todas as direcções (difusão isotrópica) ou ser predominante nalguma das direcções (anisotrópica). A difusão ocorre quando o comprimento de onda (λ) for maior (regime de Rayleigh) ou comparável (regime de Mie) com o diâmetro (d) das partículas atmosféricas. Quando o comprimento de onda for muito menor que o diâmetro das partículas, a propagação satisfaz as leis da óptica geométrica (reflexões e refrações nas interfaces ar-água). A difusão no domínio de Rayleigh varia com o comprimento de onda (difusão selectiva); ao invés, a difusão no domínio de Mie não é selectiva. As moléculas de ar e a matéria particulada são os principais difusores no domínio de Rayleigh enquanto que as gotículas de nuvens difundem no domínio de Mie. O parâmetro α ($= d\pi/\lambda$) permite analisar o fenómeno da dispersão da radiação nas suas diferentes formas (Fig. 3.3): há difusão no domínio de Rayleigh se α for menor que 0,1; há difusão no domínio de Mie se α for aproximadamente igual a 1; se α for superior a 10, há reflexão difusa ou especular.

A densidade de fluxo radiante diminui exponencialmente ao longo de uma camada de atmosfera. A **lei de Beer-Bouguer-Lambert** descreve esta redução para um feixe luminoso em função da espessura, da inclinação dos raios solares e das características da camada:

$$I_{\lambda}(\mathbf{h}) = I_{\lambda}(\mathbf{h}+\mathbf{d}\mathbf{h}) \cdot e^{-\tau_{\lambda}} \quad (3.7)$$

onde $I_{\lambda}(\mathbf{h})$ é a irradiância após atenuação por absorção e/ou difusão (W m^{-2}), $I_{\lambda}(\mathbf{h}+\mathbf{d}\mathbf{h})$ é a irradiância (W m^{-2}) no limite superior da camada homogénea de espessura $\mathbf{d}\mathbf{h}$ (m) e τ_{λ} é o percurso óptico (característica da camada) dado por:

$$\tau_{\lambda} = \mathbf{k}_{\lambda} \cdot \mathbf{u}_{\lambda} \quad (3.8)$$

onde \mathbf{k}_{λ} ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$) é o coeficiente de extinção ($= \mathbf{k}_{\lambda,\text{abs}} + \mathbf{k}_{\lambda,\text{dif}}$) e \mathbf{u}_{λ} (kg m^{-2}) é a massa seccional, que é dada por:

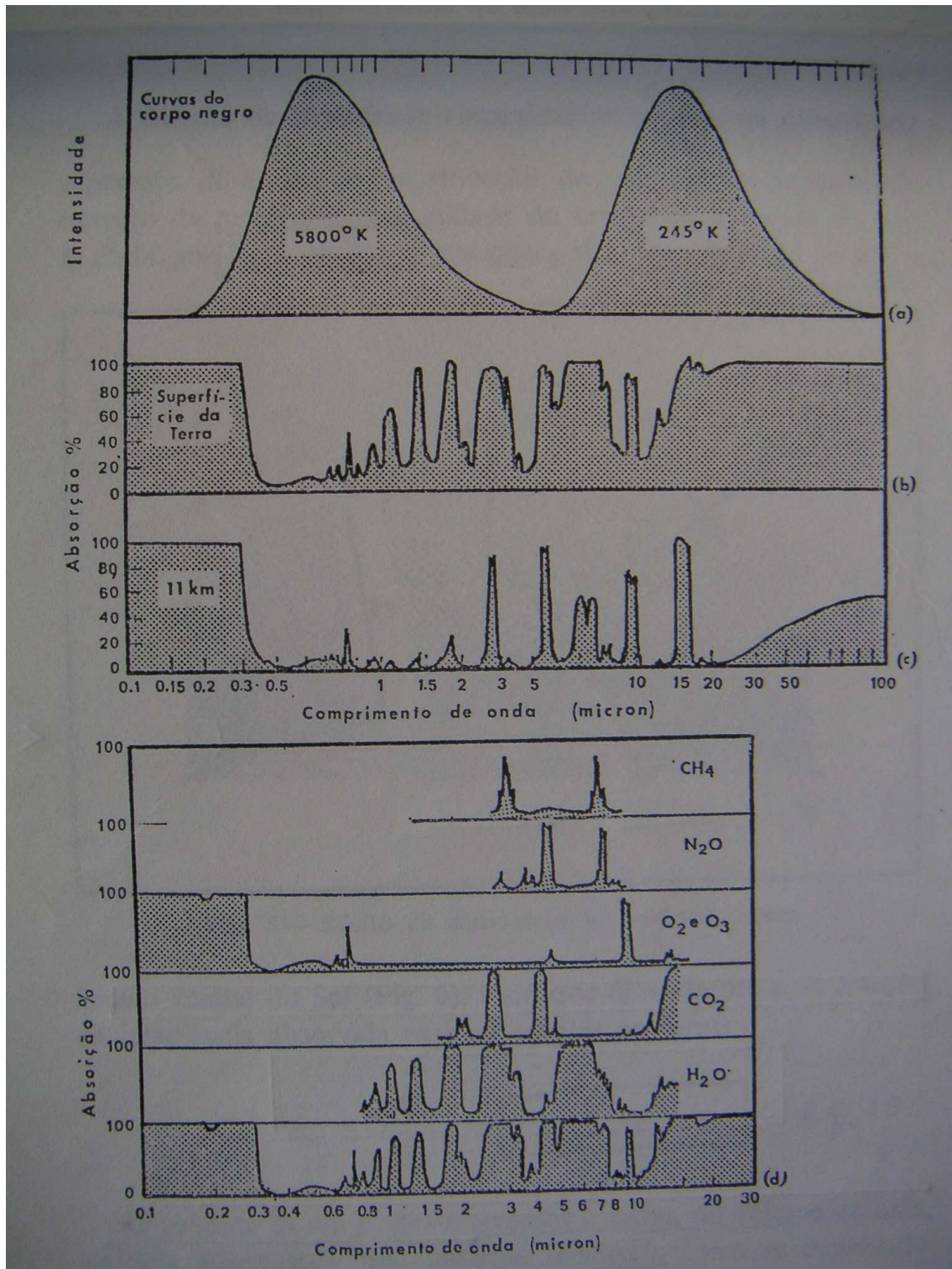


Fig. 3.3. Espectros de absorção de vários constituintes da Atmosfera
Fonte: Peixoto (1981)

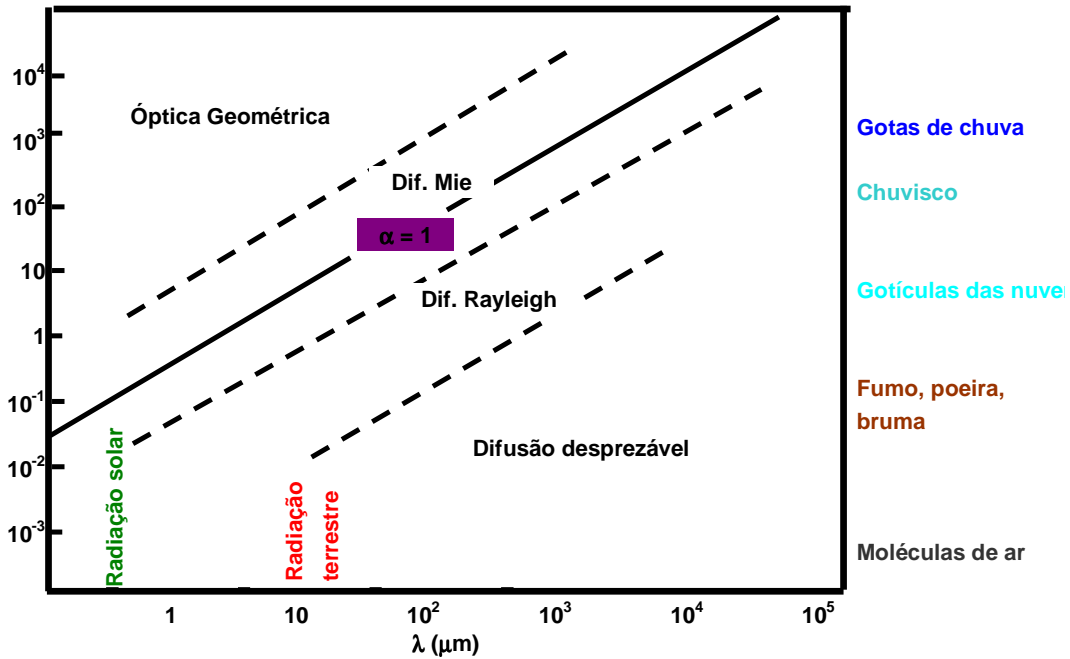


Fig. 3.3. Distribuição do parâmetro α em função das dimensões das partículas difusoras e fenômenos associados, e dos comprimentos de onda da radiação

$$u_{\lambda} = \rho \cdot dl \quad (3.9)$$

onde ρ é a densidade média da camada (em kg m^{-3}) e dl é a espessura absorvente, que é dada por:

$$dl = dh / \cos z (= dh \cdot \sec z) \quad (3.10)$$

onde dh é a espessura da camada (m) e z é o ângulo de incidência dos raios solares (= distância zenital).

O **coeficiente de absorção** ($k_{\lambda, \text{abs}}$) constitui uma medida da fracção das moléculas de gás por unidade de c.d.o. que absorvem a radiação desse mesmo comprimento de onda, depende da composição, temperatura, pressão, densidade e exprime-se em $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$. O **coeficiente de difusão** ($k_{\lambda, \text{dif}}$) depende do comprimento de onda e do tamanho das partículas difusoras ($k_{\lambda, \text{dif}}$ é proporcional à quarta potência de $d\pi/\lambda$). O **coeficiente de transparência** [$q_{\lambda} = I_{\lambda}(h) / I_{\lambda}(h + dh) = e^{-\tau_{\lambda}}$] é a fracção da irradiância solar que incide no topo da atmosfera e que é transmitida depois de atravessar normalmente as camadas da atmosfera. O coeficiente de transparência coincide com a **transmissividade da atmosfera** (t_{λ}) se apenas for considerada a absorção como factor de depleção da radiação solar. Consequentemente, q_{λ} depende

do coeficiente de extinção ($k_\lambda = k_{\lambda,abs} + k_{\lambda,dif}$, em $m^2 kg^{-1}$) enquanto t_λ depende apenas de $k_{\lambda,abs}$.

A **reflexão** é especular ou difusa. Forma-se um feixe de raios reflectidos com uma direcção bem-definida (especular) se as dimensões transversais do reflector são substancialmente maiores que o c.d.o. do raio incidente ou se a profundidade média das irregularidades da superfície reflectora é substancialmente menor que o c.d.o. do raio incidente; sempre que estas características não se verificarem a reflexão é difusa (não há direcção definida para os raios reflectidos). Uma fracção importante da radiação solar (directa ou difusa) é reflectida pelas nuvens e pela superfície terrestre.

A Tabela 3.1 apresenta valores do coeficiente de reflexão (ou do albedo) de diversas superfícies naturais para pequenos comprimentos de onda ($< 4\mu m$). A reflectividade (albedo) das nuvens é variável (entre 0,4 e 0,6 para os altoestratos e cirrostratos e superior a 0,7 para as nuvens cumuliformes); a das superfícies aquáticas depende do ângulo de incidência dos raios solares (é inferior a 0,1 para ângulos menores que 60° e superior a 0,35 para ângulos maiores que 80°); a dos solos depende fundamentalmente dos seus teores em matéria orgânica e em água (varia entre 0,8 em solos orgânicos e cerca de 0,3 nas areias do deserto), das dimensões das partículas constituintes e da altura do Sol; a do coberto vegetal varia em função do ângulo de incidência (valores mínimos para valores de z próximos de 0°), das propriedades radiativas dos seus constituintes (entre 0,05 para a radiação fotossinteticamente activa e cerca de 0,2 para a restante radiação de curto comprimento de onda) e da sua geometria (entre 0,12-0,18 para as florestas e 0,15-0,26 para as culturas). O grau de nebulosidade e a rugosidade influenciam o efeito da distância zenital na reflectividade das superfícies aquáticas. O valor médio do albedo global das nuvens é de 55%. O valor médio do albedo planetário (globo + atmosfera) é de 0,34 e depende essencialmente da nebulosidade, embora a influência da atmosfera também seja significativa na banda do ultravioleta.

3.3. Radiação terrestre e radiação atmosférica

Os espectros das radiações terrestre e atmosférica situam-se entre cerca de $4 \mu m$ e $100 \mu m$. O vapor de água e o dióxido de carbono absorvem e emitem fortemente a radiação nesta banda (Fig. 3.2). O vapor de água apresenta uma banda de absorção muito forte em $6,26 \mu m$ e uma banda muito extensa que se inicia próximo de $9 \mu m$ e se

estende muito para além de 14 μm . O CO_2 absorve fortemente a radiação numa banda muito estreita centrada em 4,3 μm , apresenta picos de absorção em 9 μm , 10 μm e 11 μm e uma banda de absorção muito intensa entre 14 μm e 16 μm . Estes processos de absorção e reemissão (para cima e para baixo) são contínuos embora sejam quantitativamente mais importantes nas camadas inferiores onde a concentração destes gases é maior. A radiação é totalmente absorvida para comprimentos de onda entre 5,5 e 7,0 μm e superiores a 14 μm e parcialmente absorvida entre 4,0 e 5,5 μm , entre

A. INCLINAÇÃO DOS RAIOS SOLARES

Inverno	0°Latitude	6
	30°Latitude	9
	60°Latitude	21
Verão	0°Latitude	6
	30°Latitude	6
	60°Latitude	7

B. SUPERFÍCIES AQUÁTICAS E DE SOLOS

Neve fresca	75-95
Neve, alguns dias depois	40-70
Lago gelado	10
Lago gelado com neve	46
Superfície do mar, calmo	7-8
Superfície do mar, encrespado	12-14
Duna de areia, seca	35-45
Duna de areia, húmida	20-30
Solo escuro	5-15
Solo argiloso seco	20-35
Solo turfoso	5-15

C. OCUPAÇÃO DO SOLO

Savana (estação seca)	25-30
Savana (estação húmida)	15-20
Chaparral	15-20
Prado	10-20
Floresta de folha caduca	10-21
Floresta de folha coníferas	5-15
Tundra	15-20
Cultura agrícola	15-25

D. NUVENS

Cumuliformes	70-90
Estratos	59-84
Altoestratos	39-59
Cirroestratos	44-50

E. HOMEM

Pele clara	43-45
Pele morena	35
Pele escura	16-22

Tabela 3.1. Coeficiente de reflexão (ou do albedo) de superfícies naturais para pequenos comprimentos de onda ($< 4\mu\text{m}$)

7,0 e 8,5 μm e entre 11,0 e 14 μm . A atmosfera é transparente para a banda da radiação terrestre situada entre 8,5 μm e 11,0 μm - **Janela de Simpson**. Contudo, esta janela pode ser parcialmente fechada por nuvens ou poluentes atmosféricos. A emissividade média de um solo nu ou de uma cobertura vegetal (ϵ_s) é de 0,97. Para muitas aplicações a superfície terrestre é considerada um emissor perfeito ($\epsilon_s = 1$). Os valores da emissividade da atmosfera (ϵ_a) são mais variáveis que os de ϵ_s e dependem da temperatura e da humidade atmosféricas. Existem várias fórmulas empíricas para estimar ϵ_a [por exemplo, $\epsilon_a = 1,24 (10e_a/T_a)^{1/7}$, onde e_a é a pressão de vapor média (em kPa) e T_a é a temperatura absoluta do ar média diária (em K)].

Não há difusão da radiação terrestre e a reflectividade é quase insignificante (menos de 7%). O **efeito de estufa** da atmosfera existe porque os gases da atmosfera (nomeadamente o vapor de água e o CO₂) são essencialmente transparentes para a radiação solar mas absorvem significativamente diferentes bandas do espectro da radiação terrestre. Consequentemente, a temperatura efectiva do planeta é diferente da temperatura observada à superfície. Quanto maior forem as quantidades de vapor de água, de dióxido de carbono e a nebulosidade mais acentuado é o efeito de estufa.

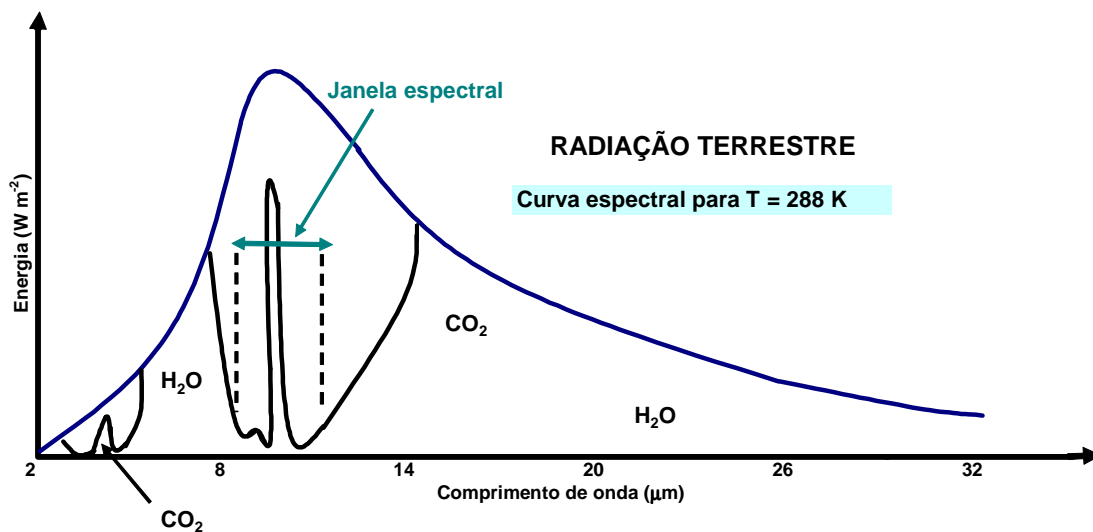


Fig. 3.4. Absorção de absorção da radiação terrestre

4. BALANÇO ENERGÉTICO DO SISTEMA GLOBO-ATMOSFERA

a) valores médios anuais

A Fig. 4.1 mostra os fluxos de energia e respectivas magnitudes médias anuais no sistema globo-atmosfera para situações de nebulosidade média. A radiação incidente no topo da atmosfera (S_{atm}) por unidade de área e por unidade de tempo é de aproximadamente 338 W m^{-2} (ver parágrafo 3.2.1). Se considerarmos todos os restantes fluxos como percentagem deste valor ($S_{\text{atm}} = 100$ unidades), verificamos que uma fracção de S_{atm} (aproximadamente 28 unidades) é reflectida e/ou difundida para o espaço (19 unidades são reflectidas pelas nuvens - S_{N}^{\uparrow} , 3 pela superfície terrestre - $S_{\text{Sup}}^{\uparrow}$, e 6 retrodifundidas pelos constituintes da atmosfera - $S_{\text{Atm}}^{\uparrow}$), outra fracção é absorvida pelos constituintes da atmosfera (20 unidades) - S_{Atm}^* , e pelas nuvens (5

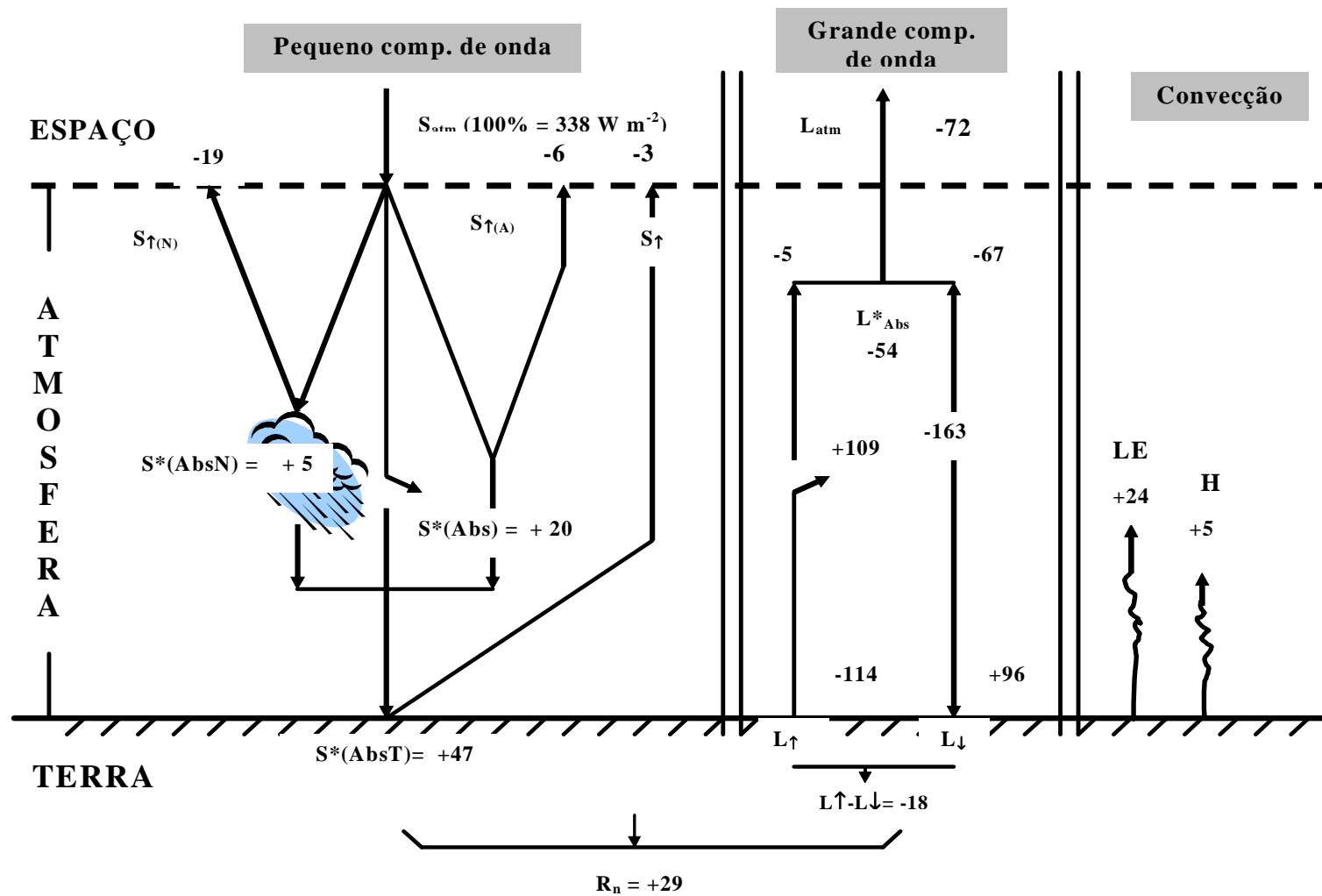


Fig. 4.1. Balanço energético do Sistema Globo-Atmosfera

unidades) - S^*_N , totalizando cerca de 25 unidades, sendo a fracção restante (47 unidades) absorvida pela superfície do globo - $S^*_T (= S\downarrow - S\uparrow)$. A cascata de energia radiante de pequeno comprimento de onda pode ser expressa da seguinte forma:

$$S\downarrow_{atm} = S\uparrow_N + S\uparrow_{Sup} + S\uparrow_{Atm} + S^*_N + S^*_{Atm} + S^*_T \quad (4.1)$$

Considerando a temperatura média anual da superfície terrestre (aproximadamente 288 K) a radiação emitida por este corresponde sensivelmente a 114% da quantidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera. Destas, 109 unidades são absorvidas pelos gases de estufa (CO_2 e vapor de água) e pelas nuvens. A maior parte desta quantidade (96 unidades) é reemitida pela atmosfera para a superfície ($L\downarrow$), produzindo o chamado efeito de estufa da atmosfera. Assim, o balanço de radiação de grande comprimento de onda à superfície é, em média, negativo ($L\downarrow - L\uparrow = 114 - 96 = -18$). No entanto este défice é amplamente compensado pelo balanço de radiação de curto comprimento de onda (47 unidades), sendo o excesso de energia ($= 47 - 18$) utilizado nos fenómenos de evaporação/evapotranspiração (LE) e nas trocas convectivas com a atmosfera (H), correspondendo a cada um destes parâmetros do balanço energético, respectivamente, 24 e 5 unidades. O parâmetro G, numa base anual é identicamente nulo pois não há variação líquida da energia armazenada no solo.

A quantidade de energia absorvida pela atmosfera, de pequeno e grande comprimento de onda e através dos parâmetros LE e H perfaz 163 unidades ($5 + 20 + 109 + 24 + 5$). Destes, 67 unidades são emitidas para o espaço, a que se juntam as cinco unidades emitidas pela superfície terrestre e que não foram absorvidas pela atmosfera (janela atmosférica).

O balanço radiativo líquido (R_n) do sistema Globo-Atmosfera é a soma algébrica das trocas líquidas de pequeno comprimento de onda (S^*) e de grande comprimento de onda (L^*):

$$R_n^* = S^* + L^* \quad (4.2)$$

Numa base anual este balanço é nulo garantindo que não há aquecimento ou arrefecimento do sistema globo-atmosfera. De facto, se somarmos à radiação de grande comprimento de onda perdida para o espaço (72 unidades) a que é perdida por reflexão e retrodifusão da radiação solar (28 unidades) igualamos S_{atm} , isto é, obtemos o equilíbrio radiativo do sistema globo-atmosfera.

Em condições de céu encoberto ou na ausência de nuvens, as unidades atribuídas a cada fenómeno são naturalmente diferentes, sobretudo devido à alteração mais ou

menos significativa do albedo planetário. Assim, é de esperar que a radiação de origem solar absorvida à superfície seja maior quando o céu se encontra limpo (mais de 50 unidades) e menor em condições de céu encoberto (cerca de 25 unidades).

Numa base diária, R_n^* e L^* são positivos (ganho líquido) ou negativo (perda líquida) enquanto que S^* é sempre maior ou igual a zero.

5. BALANÇO DE RADIAÇÃO DE UMA SUPERFÍCIE

5.1. Componentes do balanço de radiação

Numa superfície, sem massa e por isso sem capacidade de armazenamento, a radiação líquida é a diferença entre perdas e ganhos radiativos referentes a um determinado ciclo (diário ou anual), ou simplesmente referente a um dado momento.

Consideremos o balanço de radiação de uma superfície horizontal (solo, por exemplo). A **radiação solar global** ($S\downarrow$) é a irradiância solar total nessa superfície. $S\downarrow$ é a soma da radiação solar recebida directamente do Sol com a radiação que foi difundida pela atmosfera, isto é, a soma da **radiação solar directa** ($S\downarrow_{dir}$) com a **radiação solar difusa** ($S\downarrow_{dif}$). A **radiação solar reflectida** pela superfície ($S\uparrow$) depende do **albedo** (ρ) desta ($S\uparrow = \rho S\downarrow$). $S\downarrow$ e $S\uparrow$ são os componentes do balanço de radiação de pequeno comprimento de onda ($R_s = S\downarrow - S\uparrow$). A **radiação atmosférica** ($L\downarrow$) é a radiação emitida pela atmosfera depende do perfil térmico vertical, das nuvens e a distribuição vertical dos absorventes. A **radiação terrestre** é a radiação emitida pela superfície terrestre ($L\uparrow$). $L\downarrow$ e $L\uparrow$ são os componentes do balanço de radiação de grande comprimento de onda ($R_l = L\downarrow - L\uparrow$). R_l é a **radiação efectiva** ou **radiação nocturna** e é geralmente negativa. O **BALANÇO DE RADIAÇÃO** ou a **Radiação Líquida** (R_n) **de uma superfície** é a soma algébrica de todos os fluxos de radiação ascendentes ($S\uparrow$ e $L\uparrow$) e descendentes ($S\downarrow$ e $L\downarrow$):

$$R_n = R_s + R_l = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (5.1)$$

A **radiação global** ($S\downarrow$) depende do ângulo de incidência dos raios solares, que por sua vez depende da latitude do lugar, da altura do ano, do momento do dia, da topografia, e da nebulosidade. Os valores diários mais elevados de $S\downarrow$ registam-se em dias de céu limpo, em zonas tropicais (baixa latitude), de altitude elevada e onde o nível de poluição do ar é muito baixo. Nestas condições podem ultrapassar 1000 W m^{-2} . No interior de Portugal, durante o Verão os valores de $S\downarrow$ ultrapassam com frequência 900

$W m^{-2}$. Os valores máximos diários ocorrem, normalmente, perto do meio-dia solar (Fig. 5.1). A **radiação reflectida pela superfície** ($S\uparrow$) depende da natureza dessa superfície e do ângulo de incidência dos raios solares (Tabela 3.1) O balanço de radiação de curto comprimento de onda acompanha de perto a variação da irradiância solar à superfície, sendo positivo durante o dia e nulo entre o pôr e o nascer do Sol. $S\downarrow - S\uparrow$ representa a quantidade de radiação absorvida pela superfície, uma vez que esta se supõe opaca, isto é, com transmissividade nula.

A atmosfera não se comporta como um corpo negro. Logo, a radiação emitida pela atmosfera ($L\downarrow$) depende de outros factores para além da temperatura do ar, como sejam a humidade e o teor em CO_2 atmosféricos. A variação de $L\downarrow$ ao longo do dia é pequena (Fig. 5.1), uma vez que a variação dos factores que a influenciam é também pequena. A superfície comporta-se aproximadamente como um corpo negro (emissividades próximas da unidade) e por isso, a radiação que emite depende sobretudo da sua temperatura. Uma vez que a amplitude térmica à superfície do solo é maior que no ar acima e que a emissividade da superfície é maior que a do ar, espera-se que os valores diários de $L\uparrow$ sejam mais elevados e mais variáveis que os de $L\downarrow$. Por isso, o balanço de radiação de grande comprimento de onda é normalmente negativo e relativamente pequeno (entre 75 e $125 W m^{-2}$). Quando a superfície se encontra consideravelmente mais quente que o ar acima este balanço pode atingir valores mais elevados (em termos absolutos).

A radiação líquida à superfície (R_n) depende, naturalmente, dos factores que influenciam os seus componentes. Assim, R_n varia com a latitude, com o momento do dia, com o tipo de cobertura vegetal, com a topografia e com a nebulosidade. A influência da altura do ano em R_n aumenta com a latitude. R_n é maior nas latitudes mais próximas do equador do que nas latitudes mais elevadas. O equilíbrio energético é repostado com transporte horizontal (advecção) de energia das regiões tropicais e subtropicais para as latitudes mais elevadas (calor sensível, calor latente, correntes marítimas). A radiação líquida (R_n) assume valores positivos durante o período diurno. Durante a noite, R_n é geralmente negativo, uma vez que se resume ao balanço radiativo de grande comprimento de onda (radiação efectiva).

A influência das nuvens na quantidade de radiação disponível à superfície do solo é considerável. Devido ao seu elevado albedo a radiação global incidente é fortemente diminuída à medida que a nebulosidade aumenta. O balanço de radiação de

grande comprimento de onda também é bastante afectado uma vez que as nuvens se comportam aproximadamente como um corpo negro: as nuvens absorvem uma grande quantidade de radiação proveniente da superfície terrestre, reemitindo-a para a superfície, reduzindo $L\downarrow - L\uparrow$ por aumento de $L\downarrow$. Este aumento depende do tipo de nuvens, maior nos Estratos que nos Cirros. Por consequência, o aumento da nebulosidade diminui as amplitudes diárias de R_n e das temperaturas do ar e à superfície do solo.

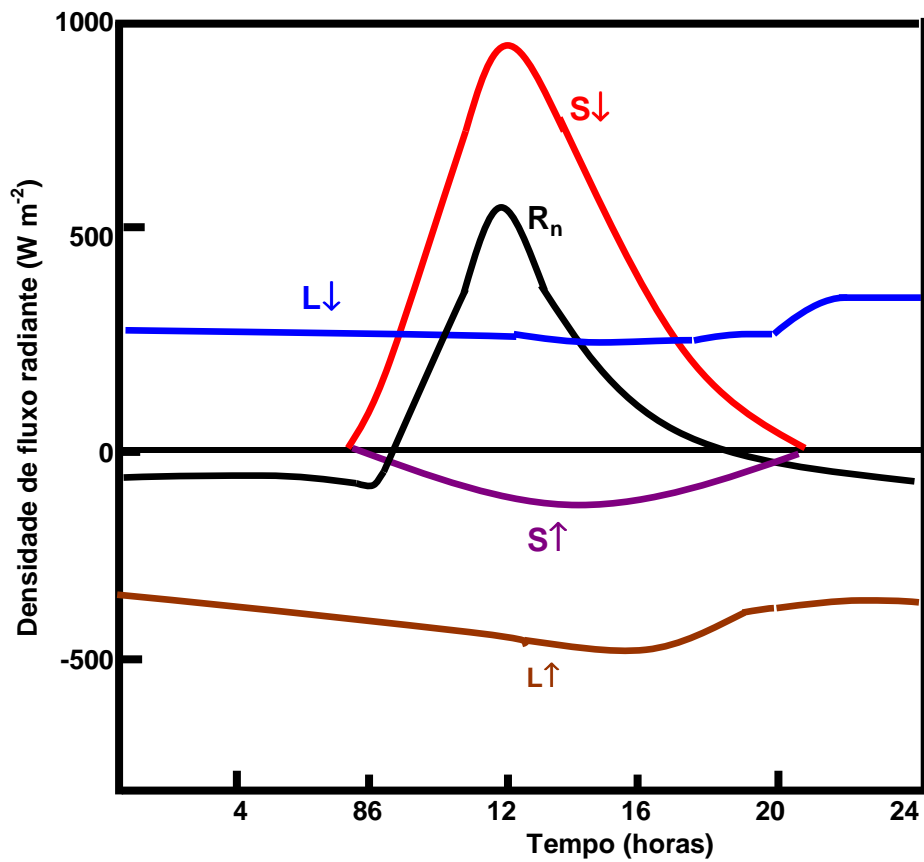


Fig. 5.1. Componentes do balanço de radiação diário de uma superfície relvada sob céu limpo (Julho, 50°C): $S\downarrow$ - Radiação global; $S\uparrow$ - Radiação solar reflectida; $L\downarrow$ - Radiação atmosférica; $L\uparrow$ - Radiação terrestre; R_n - Radiação líquida

5.2. Medição e estimativa dos componentes do balanço de radiação

Os instrumentos que medem a radiação denominam-se **radiómetros** (Quadro 5.1). Os radiómetros classificam-se consoante a sua sensibilidade espectral. Os **pirreliómetros** e os **piranómetros** medem radiação de pequeno comprimento de onda: os primeiros medem a R_{dir} , enquanto os piranómetros medem a S_{\downarrow} , o albedo (se forem invertidos) e a R_{dif} (se equipados com anéis pára-sol). Nos dois últimos casos os piranómetros também se denominam por albedómetros e difusómetros, respectivamente. Os **pirgeómetros** medem radiação de grande comprimento de onda (medem L_{\downarrow} se o receptor estiver virado para cima e medem a L_{\uparrow} se for invertido). Os **pirradiómetros** medem radiação de pequeno e grande comprimento de onda: os radiómetros hemisféricos totais medem a S_{\downarrow} e a L_{\downarrow} ou, se invertidos, a S_{\uparrow} e a L_{\uparrow} ; os pirradiómetros ou radiómetros de balanço medem, em simultâneo todos os componentes do Balanço de radiação, isto é, medem a R_n . Na maior parte dos instrumentos, a radiação é medida por **sensores termoelectrónicos**. Contudo, há um uso crescente de **sensores fotométricos**, que medem bandas específicas do espectro solar, nomeadamente o visível (sensores PAR) e as radiações ultravioleta (sensores UV) e infravermelha (sensores IVP).

A **radiação global** (S_{\downarrow}) pode ser estimada a partir da radiação solar incidente no topo da atmosfera (S_{atm}) e do coeficiente de transparência da atmosfera (q_{λ}):

$$S_{\downarrow} = q_{\lambda} \times S_{atm} \quad (5.2)$$

A estimativa do valor médio de S_{\downarrow} também pode ser feita, para um determinado intervalo de tempo, a partir dos registos de insolação ou de nebulosidade (equação de Ångstrom):

$$S_{\downarrow} = S_{atm} [a + b \cdot n/N] \quad (5.3)$$

onde a e b são constantes empíricas que dependem da altura do ano, n/N é a fracção do comprimento do dia em que o sol esteve a descoberto, S_{atm} é a irradiância extraterrestre numa superfície adaptada à altura do ano e à latitude do lugar.

A **radiação terrestre** (L_{\uparrow}) e a **radiação atmosférica** (L_{\downarrow}) podem ser determinadas a partir de uma aplicação da lei de Stefan-Boltzman ($L_{\uparrow} = \epsilon_s \sigma T_s^4$ ou $L_{\downarrow} = \epsilon_a \sigma T_a^4$). A aplicação desta lei pressupõe o conhecimento da emissividade (ϵ_s) e da temperatura da superfície terrestre (T_s) para a determinação de L_{\uparrow} ou da emissividade (ϵ_a) e da temperatura do ar medida em abrigo meteorológico (T_a). O conhecimento da **temperatura irradiativa ou efectiva** (T_i) da atmosfera dispensa o uso de ϵ_a e de T_a . A

Tabela 5.1 - Radiómetros

RADIÓMETROS			
<u>SENSIBILIDADE ESPECTRAL</u>	<u>TIPOS DE RADIÓMETROS (exemplos)</u>		<u>ALGUMAS CARACTERÍSTICAS</u>
Pequeno comprimento de onda (0,3 a 3,0 μ m)	→ Pirreliómetros (rad. directa)	Pirrelióm. de Abbot →	Instrumento-padrão absoluto
		Pirrelióm. de compensação de Angstrom →	Sensores termoelectrónicos
		Pirrelióm. de disco de prata de Abbot →	Instrumentos-padrão usado em Laboratório
		Pirrelióm. de incidência normal de Eppley →	Sensores termoelectrónicos
		Pirrelióm. de Moll-Gorczyński →	(termopares ligados em série)
		Pirreliógrafo de Moll-Gorczyński →	Inst. Registador
		Actinómetro bimetalico de Michelson →	El. Sensível: fita metálica
	→ Piranómetros (rad. global) (rad. difusa) (rad. reflectida)	Piranóm. (de precisão) de Eppley →	Sensores termoelectrónicos
		Piranóm. (solarímetro) de Moll-Gorczyński →	(termopares ligados em série)
		Piranóm. de Bellani →	Totalizadores de destilação
		Piranógrafo bimetalico de Robitzsch →	El. Sensível: fita metálica; inst. Registador
		Piranómetros com anel pára-sol →	O anel é ajustável conforme a altura do sol
		Sensores UV →	Sensores fotométricos
		Sensores Quantum (PAR) →	(silício, selénio, cádmio...);
		Sensores IVP →	medem bandas específicas do espectro solar
Grande comprimento de onda (3 μ m a 100 μ m)	→ Pirgeómetros (rad. terrestre) (rad atmosférica)	Pirgeómetro de compensação de Angstrom →	Adaptado a partir do Pirreliómetro de Angstrom;
		Termómetros infravermelhos →	mede a quantidade de radiação efectiva
		Radiómetro i.v. (de precisão) de Eppley →	mede a radiação em dias nublados
			mede a radiação na presença de luz solar
Pequeno e grande comprimento de onda (0,3 μ m a 100 μ m)	→ Pirradiómetros (rad. atm+global) (rad. refl+terr) (rad. líquida)	Radiómetros hemisféricos totais →	Sensores termoelectrónicos
		de Schulze de Gier e Dunkle →	(termopares ligados em série)
		Radiómetros de balanço →	
		de Funk de Schulze →	

estimativa de $L\downarrow$ é feita frequentemente através de fórmulas empíricas [ex.: $L\downarrow = 213 + 5,5 T_a$ (em °C) quando o céu se encontra limpo, $L\downarrow = \epsilon_a \sigma T_a^4 + (1 - \epsilon_a) \sigma T_c^4$ quando o céu se encontrar encoberto, onde T_{base} é a temperatura da base das nuvens].

A **insolação** é o número de horas de céu descoberto. A **insolação astronómica** é a insolação máxima possível ou o período do dia durante o qual o Sol se encontra acima do horizonte (comprimento do dia). A insolação é medida por heliógrafos, sendo o mais comumente utilizado o de Campbell-Stokes.

A densidade de fluxo radiante líquida (radiação líquida) para um pequeno e plano **objecto** suspenso horizontalmente acima da superfície do solo (por ex., uma folha) é dada por

$$R_n = (S\downarrow + \rho S\downarrow)\alpha + L\downarrow + L\uparrow - 2\sigma(T_{obj})^4 \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (2.13)$$

onde $S\downarrow$ é a irradiância solar, ρ é o albedo da superfície do solo, α é o coeficiente de absorção do objecto, $L\downarrow$ é a radiação atmosférica, $L\uparrow$ é a radiação terrestre e T é a temperatura absoluta do objecto.

6. BALANÇO ENERGÉTICO À SUPERFÍCIE TERRESTRE

Um balanço energético inclui componentes radiativos e não-radiativos (convectivos, condutivos ou associados às transições de fase). Como vimos anteriormente, o equilíbrio energético do sistema globo-atmosfera não é atingido apenas à custa dos fluxos radiativos, de pequeno e de grande comprimento de onda, mas também pela contribuição de calor convectivo e de calor latente perdidos pela superfície terrestre como forma de, numa base anual, não permitir o seu aquecimento continuado.

O balanço energético numa superfície horizontal (o solo, por exemplo) contabiliza os diferentes usos da energia líquida disponível. O excesso de radiação líquida (R_n) à superfície de um solo, quando ocorre, é usado na evaporação/evapotranspiração da água (LE) e no aquecimento do solo (G) e é perdida para a atmosfera sob a forma de calor sensível (H). Em estudos de Agrometeorologia, outros parâmetros como a energia fixada pelas plantas através da fotossíntese ou a energia envolvida em processos como a respiração ou armazenamento de calor na copa das árvores ou das culturas podem ser também considerados, embora a sua expressão relativa seja normalmente muito diminuta. De uma forma simplificada, o **BALANÇO ENERGÉTICO à superfície** de um solo vem:

$$R_n = LE + H + G \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (6.1)$$

Os fluxos não-radiativos (LE, H e G) têm sinal positivo sempre que representam perdas de energia pela superfície e negativo se representam ganhos (Fig. 6.1). A radiação líquida assume valores positivos quando há ganho energético para a superfície e valores negativos quando há perda de energia. Durante o dia todos os fluxos são, por regra, positivos, e descrevem como o excesso radiativo é repartido pelo solo e pela atmosfera (sumidouros de energia). Durante a noite os fluxos são, por regra, negativos e descrevem as contribuições relativas do solo e da atmosfera (fontes de energia) para o défice radiativo na superfície. A repartição entre os diferentes fluxos depende da

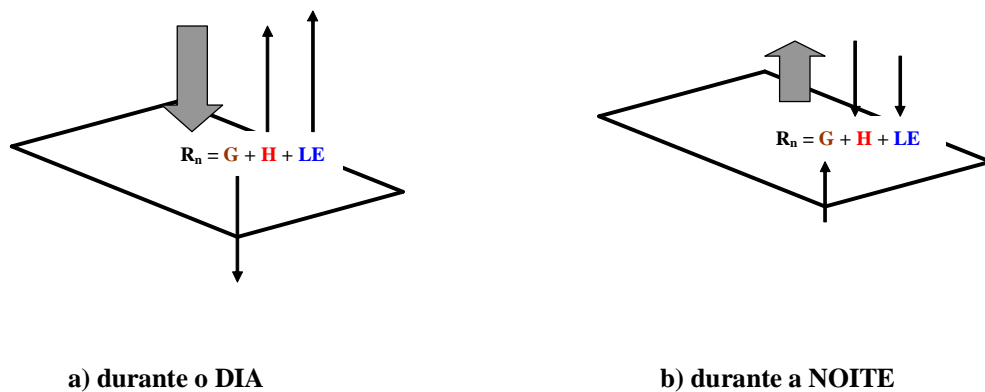


Fig. 6.1. – Balanço energético à superfície: (a) durante o dia; (b) durante a noite

natureza da superfície e da capacidade do solo e da atmosfera para transportarem energia e determina, em última instância o microclima local.

As variações diárias (e anuais) dos diferentes componentes do balanço energético são visivelmente harmónicas (Fig. 6.2). Durante o dia e sempre que o solo não apresenta défice hídrico, LE é o parâmetro que mais energia consome; no entanto, em zonas áridas e semi-áridas, a frequente falta de água no solo torna o parâmetro H mais importante que LE. Em qualquer caso, a convecção é o modo de transferência de energia dominante, uma vez que a energia utilizada para aquecer o solo (parâmetro G) não ultrapassa, em condições médias 10-15% da radiação líquida disponível à superfície. Contudo, em dias de Verão e de céu limpo, cerca de um terço da radiação líquida acumulada durante o período diurno pode ser utilizada para aquecer o solo (Andrade & Abreu, 2005). A estratificação térmica que a atmosfera apresenta durante o período nocturno amortece a convecção livre e a contribuição do parâmetro défice

radiativo diminui significativamente. O parâmetro G (fluxo ascendente) e o parâmetro H (fluxo descendente) assumem maior importância relativa durante este período. A exposição anterior pressupõe a ausência de correntes de ar horizontais responsáveis pelo transporte de calor. O transporte de calor convectivo horizontal (sensível e latente) chama-se **advecção** e altera as condições atmosféricas acima de uma qualquer superfície, influenciando deste modo a contribuição relativa dos diferentes fluxos e, por vezes, a sua própria direcção.

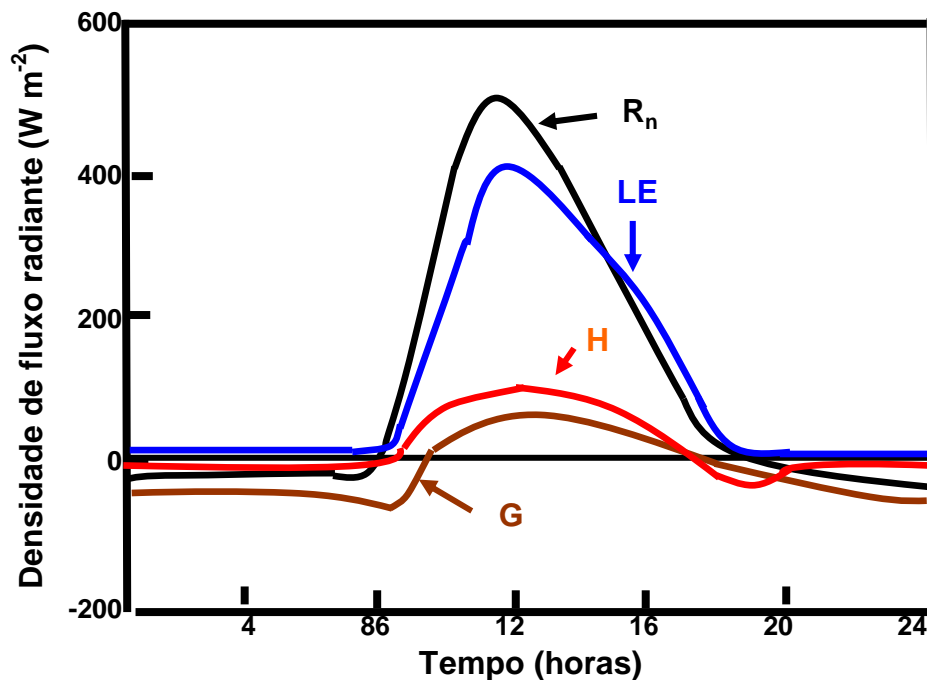


Fig 6.2. Variação dos componentes do Balanço energético ao longo de um ciclo diário

A **razão de Bowen** (β) obtém-se dividindo o fluxo de entalpia entre a superfície e a baixa atmosfera (H) e o calor latente associado aos fenómenos de evaporação/evapotranspiração (LE), isto é, $\beta = H/LE$. A importância relativa entre calor sensível e calor latente depende principalmente da disponibilidade de água para a evaporação. Contudo, a humidade e a temperatura do ar, a advecção do ar assim como diversos factores ligados à cobertura vegetal (densidade de cobertura, distribuição de raízes, etc...) podem, em certas circunstâncias, influenciar β de um modo determinante. Por exemplo, uma massa de ar húmido e frio fortalece o gradiente vertical diário da temperatura entre a superfície e o ar mas diminui o correspondente gradiente de vapor.

Quando a quantidade de água sobre uma determinada superfície é limitada, β é maior que a unidade; no caso contrário (LE maior que H) a entrada de calor para a

atmosfera é feita principalmente sob a forma latente. A primeira situação é comum em climas quentes enquanto a segunda é-o em climas frios e húmidos. A razão de Bowen apresenta valores negativos (H e LE têm sinais contrários) durante a noite, quando o fluxo de calor sensível é descendente ($H < 0$) enquanto que LE se mantém em sentido ascendente ($LE > 0$), e em regiões áridas onde a advecção de ar quente das vizinhanças torna a temperatura do ar superior à da superfície (H descendente). A razão de Bowen é útil para identificação e caracterização de diferentes superfícies (cobertura vegetal, estado hídrico do solo, etc...). A razão β é cerca de 0,1 em oceanos tropicais, 0,2 em solos húmidos, 0,1-0,3 em selvas tropicais húmidas, 0,4-0,8 em florestas temperadas e prados, 2,0-6,0 em áreas semi-áridas e maior que 10,0 para desertos.

7. CONSEQUÊNCIAS NO MOVIMENTO DO AR ATMOSFÉRICO

Os diferentes valores de radiação líquida e/ou a diferente repartição desta pelos diferentes componentes do balanço energético determinam, como vimos, variações horizontais da temperatura no sistema Terra-Atmosfera. Diferentes temperaturas originam diferenças de pressão e, por consequência, movimentos atmosféricos a que chamamos ventos. Energia térmica é, desta forma transformada em energia cinética. Esta energia participa na transferência de energia a diferentes escalas (até à turbulência de pequena escala).

Na microclimatologia interessam os movimentos do ar gerados às escalas micro e local e a modificação de movimentos gerados a escalas maiores que as anteriores (Oke, 1978): no primeiro caso, os ventos são gerados por diferenças de temperatura na camada limite e ocorrem normalmente nas interfaces entre superfícies de diferente natureza (por ex., as brisas terra/mar, terra/lago, montanha/vale, floresta/campo agrícola e zona urbana/zona rural); no segundo caso é realçada a influência que a rugosidade da superfície tem na variação da velocidade do vento com a altura e com a forma como terrenos desiguais perturbam os modelos de fluxo pré-existent.

8. EXERCÍCIOS PROPOSTOS

1- Determine a energia associada a cada fotão com um comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$ (luz verde)? E com um comprimento de onda de $10 \mu\text{m}$ (rad. infravermelha)?

2- Qual é a emitância de um corpo negro à temperatura de 15°C (temperatura média da superfície da Terra)? E de um corpo cinzento à temperatura de 23°C e cuja emissividade é de 0,9?

3- Qual é o c.d.o. correspondente à emitância espectral máxima ($\lambda_{\text{máx}}$) de um corpo negro à temperatura de 10000 K?

4- O Sol comporta-se, aproximadamente, como um corpo negro à temperatura de 6000 K. Determine a emitância, o c.d.o. correspondente à emitância máxima e a energia associada a cada fóton e a um mole de fótons com este c.d.o.?

5- Compare o valor padrão da constante solar (1353 W m^{-2}) com a estimativa que é possível fazer, tendo em consideração que o Sol se comporta, aproximadamente, como um corpo negro a 6000 K e que a distância média da Terra ao Sol é de $1,495985 \times 10^8 \text{ Km}$ e os raios equatoriais da Terra e do Sol são, respectivamente, $6378,17 \text{ Km}$ e $6,9598 \times 10^5 \text{ Km}$.

6- Um feixe de radiação paralela atravessa uma camada gasosa com 100 m de espessura e de densidade média $0,1 \text{ kg m}^{-3}$. O ângulo de incidência é de 60° . Calcule a espessura óptica, a transmissividade e a absorvidade para os c.d.o. λ_1 , λ_2 e λ_3 para os quais os coeficientes de absorção valem 10^{-3} , 10^{-1} e $1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, respectivamente.

7- Diga se para partículas em suspensão na atmosfera, de diâmetro de 10^{-6} cm , há difusão, difracção ou reflexão difusa (considere o comprimento de onda médio da luz de $0,5 \mu\text{m}$).

8- Num dado momento e para determinado local da superfície do Globo Terrestre, a transparência da atmosfera para a radiação solar é de 70% e a altura do Sol é de 30° . Determine a irradiância numa superfície horizontal (considere a Terra à distância média do Sol). Calcule o percurso óptico da atmosfera?

9- Calcule a temperatura efectiva de uma superfície plana, perpendicular à direcção de propagação da radiação solar, que se encontre a 1 u.a. do Sol e que possua uma absorvidade de 0,1 para os c.d.o. da radiação solar e de 0,8 na região do espectro em que tem lugar a maior parte da radiação emitida por essa superfície.

10- Dadas as propriedades espectrais de uma folha e a radiação solar que nela incide:

<u>C.d.o.(intervalo)</u>	<u>Absorvância média da folha</u>	<u>Energia total incidente</u>
0,3-0,7 μm	0,85	450 W m ⁻²
0,7-1,5 μm	0,20	380 W m ⁻²
1,5-3,0 μm	0,65	70 W m ⁻²

a) calcule a energia de pequeno comprimento de onda absorvida pela folha, o coeficiente de absorção para a energia de pequeno comprimento de onda, a temperatura da folha (assumindo que o ambiente está a 20°C, que não há trocas de calor latente ou de calor sensível e que $\epsilon = 1,0$ para comprimentos de onda superiores a 3 μm);

b) porque é que as folhas não atingem usualmente esta temperatura?

11- A superfície de um solo, com um albedo de 25%, e cuja temperatura é, num dado momento, de 33°C, é irradiada com radiação de pequeno comprimento de onda igual a 750 W m⁻². A temperatura do ar no abrigo meteorológico é de 26°C. Determine o balanço de radiação da superfície considerada.

12- Foram feitas as seguintes medições sobre um solo nu e seco, durante uma noite calma de primavera:

$$\text{Radiação IV emitida pela superfície} = 500 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{Radiação IV emitida pela atmosfera} = 350 \text{ W m}^{-2}$$

a) calcule a temperatura da superfície, considerando que esta se comporta (i) como um corpo negro e (ii) como um corpo cinzento com $\epsilon = 0,95$;

b) calcule o balanço de radiação.

13- Numa estação meteorológica, os instrumentos de medição da radiação forneciam, num dado momento, os seguintes valores:

<u>Instrumento</u>	<u>Fluxo radiativo medido (W m⁻²)</u>
--------------------	--

Piranómetro	800
Piranómetro invertido (reflectómetro)	200
Piranómetro com anel pára-sol (difusómetro)	150
Pirradiómetro invertido (radiómetro hemisférico)	560
Pirradiómetro de balanço	460

a) determine a radiação solar directa, a radiação terrestre e a radiação atmosférica;

b) estime a temperatura da superfície relvada da estação, admitindo que é um corpo negro para a radiação de grande c.d.o.;

c) um pirgeómetro, também existente no referido parque de instrumentos, tem uma constante de calibração de $8,94 \mu\text{V}/\text{W m}^{-2}$. Sabendo que a voltagem medida foi de 2,2 mV, no mesmo instante, compare o valor da radiação da atmosfera medida por este instrumento, com o valor calculado a partir dos dados do quadro.

14- Quatro solarímetros (A, B, C e D) medem a radiação solar incidente num determinado local. Os solarímetros A e B medem 100% da radiação solar na banda 0,4-3,0 μm ; C e D medem a radiação unicamente na banda 0,7-3,0 μm , mas apenas indicam 95% da radiação que recebem. A e C medem a radiação global (directa e difusa), enquanto que B e D estão protegidos da incidência directa dos raios solares por um anel pára-sol. Este anel intercepta 10% da radiação solar difundida pelos componentes da atmosfera. Num dia de Verão, sem nebulosidade, os instrumentos forneceram os seguintes valores:

$$A = 11,0 \text{ mV}; B = 1,30 \text{ mV}; C = 5,30 \text{ mV}; D = 0,25 \text{ mV}$$

(mV = milivolts, pois os solarímetros fornecem um sinal eléctrico proveniente dos seus sensores, que são pilhas de termopares)

Assumindo que todos os solarímetros têm a mesma sensibilidade de $12 \mu\text{V}/\text{W.m}^{-2}$, determine:

- a razão entre a radiação solar difusa e a global;
- a fracção da radiação visível na radiação solar difusa, apenas;
- a fracção da radiação visível na radiação solar directa, apenas;
- a quantidade de radiação global incidente na banda do visível (em W m^{-2})

15- Calcule a radiação líquida absorvida por uma folha horizontal isolada ($\alpha = 0,5$) exposta acima de um solo nu ($\rho_s = 0,3$), dado que a irradiância solar de curto comprimento de onda é 500 W m^{-2} , a temperatura efectiva da atmosfera é de -5°C , a temperatura da superfície do solo é de 24°C e a temperatura da folha de 20°C

16- Sendo a altura do Sol, num local e momento precisos, de 30° e a transparência da atmosfera para a radiação solar de 80%, calcule:

a) a irradiância na superfície (considere que a Terra se encontra à distância média do Sol);

b) sabendo que o fluxo radiativo medido num piranómetro invertido situado nesse local foi de 150 Wm^{-2} , determine o albedo da superfície e o seu balanço de radiação de pequeno comprimento de onda;

c) determine o balanço de radiação numa folha situada nesse local, considerando que esta possui uma temperatura de 25°C e um albedo de 25%. Assuma que a temperatura irradiativa ou efectiva da atmosfera naquele momento é de 7°C e a da superfície terrestre é de 28°C . A folha é opaca e comporta-se como um corpo negro para a radiação de grande comprimento de onda;

d) se a temperatura da folha baixasse para 15°C e considerando que esta se comporta como um corpo negro, qual seria o comprimento de onda associado à emitância espectral máxima.

17 - Num dado momento, a superfície de um solo é irradiada com 530 W m^{-2} de radiação solar e 210 W m^{-2} de radiação de grande comprimento de onda. A sua temperatura é de 30°C e o seu albedo de 25%.

a) determine o seu balanço de radiação, considerando que a superfície se comporta como um corpo negro;

b) determine o comprimento de onda correspondente ao seu poder emissivo máximo;

c) considerando que a transparência da atmosfera para a radiação solar é de 75% e que a terra se encontra à distância média do Sol, qual a radiação incidente no topo da atmosfera? Nestas condições, qual é a altura angular do Sol?.

18 - Num dia de céu limpo foram feitas as seguintes medições sobre uma superfície relvada:

$$\text{Radiação emitida pela superfície} = 400 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{Radiação solar global} = 745 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{Radiação difusa} = 140 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{Radiação líquida} = 380 \text{ W m}^{-2}$$

a) calcule a temperatura da superfície considerando que esta se comporta como um corpo negro;

a) calcule a radiação que incide directamente na superfície;

c) durante a noite a superfície arrefece 5°C . Diga se o comprimento de onda associado à emitância espectral máxima aumenta ou diminui. Justifique a sua resposta;

d) sabendo que 20% da radiação solar que incide na superfície é reflectida, determine os fluxos ascendente e descendente da radiação.

19- Num dia de céu limpo, as medições meteorológicas realizadas sobre uma superfície relvada, cujo albedo é de 25%, foram as seguintes:

- Radiação Global (S_{\downarrow}) = 800 W m^{-2}

- Temperatura do ar (T_a) = 25°C

- Temperatura da superfície relvada (T_s) = 29°C

- Fluxo de calor para o solo (G) = 50 W m^{-2}

- Fluxo de entalpia da superfície relvada para a atmosfera (H) = 100 W m^{-2}

Considerando que a superfície relvada se comporta como um corpo negro, determine a quantidade de água que dela se evapora por unidade de área e de tempo.

SOLUÇÕES

1 - $w_1 = 3,978 \times 10^{-19} \text{ J}$; $w_2 = 0,199 \times 10^{-19} \text{ J}$

2 - $E = 390,1 \text{ W m}^{-2}$; $e = 391,7 \text{ W m}^{-2}$

3 - $\lambda_{\text{máx}} = 0,2897 \mu\text{m}$

4 - $E = 7,35 \times 10^7 \text{ W m}^{-2}$; $\lambda_{\text{máx}} = 0,4828 \mu\text{m}$;

$w = 4,12 \times 10^{-19} \text{ J}$ (a um fotão); $w_m = 2,48 \times 10^5 \text{ J}$ (a um mole de fotões)

5 - $S = 1590,5 \text{ W m}^{-2}$ ($> 1353 \text{ W m}^{-2}$)

6 - $\tau_{\lambda 1} = 0,02$; $\tau_{\lambda 2} = 2$; $\tau_{\lambda 3} = 20$; $q_{11} = 0,98$; $q_{12} = 0,135$; $q_{13} = 2,06 \times 10^{-9}$;

$a_{11} = 0,02$; $a_{12} = 0,865$; $a_{13} \cong 1,00$

7 - $\alpha = 0,0628 < 10^{-1}$ (há difusão)

8 - $S_{\downarrow} = 473,6 \text{ W m}^{-2}$; $\tau_{\lambda} = 0,357$

9 - $T = 234 \text{ K}$

10 - a) $E_{\text{abs}} = 504 \text{ W m}^{-2}$; $a_{\lambda} = 56\%$; $T_s \cong 84,1^{\circ}\text{C}$

b) porque não foi considerado o fluxo de calor sensível

11 - $R_n = 421,4 \text{ W m}^{-2}$

12 - a) T (corpo negro) $_s \cong 33,4^{\circ}\text{C}$; T (corpo cinzento) $_s \cong 37,4^{\circ}\text{C}$;

b) $R_n = -150 \text{ W m}^{-2}$

13 – a) $S_{\downarrow \text{dir}} = 650 \text{ W m}^{-2}$; $L = 360 \text{ W m}^{-2}$; $L_{\downarrow} = 220 \text{ W m}^{-2}$

b) $T_s \cong 9,3^\circ\text{C}$

c) $L_{\downarrow \text{medida}} = 246,085$ ($L_{\downarrow \text{medida}} - L_{\downarrow \text{estimada}} = 26,085 \text{ W m}^{-2}$)

14 – a) $S_{\text{dif}} \downarrow / S \downarrow = 13,1\%$;

b) $S_{\text{dif (visível)}} / S_{\text{dif}} = 79,78 \%$;

c) $S_{\text{dir (visível)}} / S_{\text{dir}} = 44,67\%$;

d) $S_{\downarrow \text{(visível)}} = 451,8 \text{ W m}^{-2}$

15 – $R_n = 222,9 \text{ W m}^{-2}$

16 – a) $S_{\downarrow} = 541,2 \text{ W m}^{-2}$

b) $S_{\downarrow} - S_{\uparrow} = 391,2 \text{ W m}^{-2}$

c) $R_n = 438,1 \text{ W m}^{-2}$

d) $\lambda_{\text{máx}} = 10,06 \mu\text{m}$

17 – a) $R_n = 129,6 \text{ W m}^{-2}$

b) $\lambda_{\text{máx}} = 9,56 \mu\text{m}$

c) $S_{\downarrow} = 706,7 \text{ W m}^{-2}$; $\alpha = 44,1^\circ$

18 – a) $T_s \cong 16,8^\circ\text{C}$;

b) $S_{\downarrow \text{dir}} = 605 \text{ W m}^{-2}$

c) $\lambda_{\text{máx}} = 10 \mu\text{m}$; $\lambda_{\text{máx}} = 10,2 \mu\text{m}$

d) $S_{\uparrow} + L_{\uparrow} = 549 \text{ W m}^{-2}$; $S_{\downarrow} + L_{\downarrow} = 929 \text{ W m}^{-2}$

19- $0,1353 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

Ahrens, C. D., 2003. *Meteorology Today*. Thomson, Pacific Grove.

Andrade J. & Abreu, F., 2005. Radiação líquida e fluxo de energia à superfície de um Solo Mediterrâneo Pardo (Pmg). *Revista das Ciências Agrárias.* , vol XXVIII, N°2, 38-48

Arya, S. P., 1988. *Introduction to micrometeorology*. Academic Press, Inc. San Diego

Campbell, G.S. 1987. *An introduction to environmental biophysics*. Springer-Verlag, New York

Castillo, F.E. & Sentis, F.C. 1996. *Agrometeorología*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacion – Ediciones Mundi-Prensa, Madrid

Cunha, R. 1972. *Meteorologia Geral e Agrícola: cursos superiores de Agronomia e Silvicultura*. Universidade de Lourenço Marques, Lourenço Marques.

Geiger, R. 1980. *Manual de Microclimatologia*. F.C.G., Lisboa.

Gonçalves, D. 1977. *Cadeira de Climatologia* (Vols I e II). I.P.V.R., Vila Real.

Hufty, A. 1976. *Introduction a la Climatologie*. P.U.F., Paris

Jones, H. 1983. *Plants and Microclimate*. Cambridge University Press. Cambridge.

- Madeira, A.C. 1994.** *Radiação Solar, Terrestre e Atmosférica*. Apontamentos para a cadeira de Agrometeorologia (ciclostilado). ISA, Lisboa.
- Miranda, P. 2001.** *Meteorologia e Ambiente*. Universidade Aberta, Lisboa
- Monteith, J.L. & Unsworth, M.H. 1990.** *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London.
- Oke, T.R. 1978.** *Boundary layer climates*. Methuen & Co LTD, London
- Peixoto, J.P. 1981.** *A radiação Solar e o Ambiente*. C.N.A., Lisboa
- Peixoto, J.P. 1987.** *Sistema Climático e as bases físicas do clima (O Homem, o Clima e o Ambiente – I)*. Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais, Lisboa
- Peixoto, J.P. 1987.** *As Variações do Clima e o Ambiente (O Homem, o Clima e o Ambiente – II)*. Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais, Lisboa
- Peixoto, J.P. 1987.** *A Influência do Homem no Clima e no Ambiente (O Homem, o Clima e o Ambiente – III)*. Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais, Lisboa
- Peixoto, J.P. & Oort, A.H. 1992.** *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York
- Rosemberg, N., Blad, B. L. & Verma, S. B. 1983.** *Microclimate. The biological environmental* (2^aed.), John Willey & Sons, New York
- Queney, P. 1974.** *Éléments de Météorologie*. Masson et C^{ie}, Editeurs, Paris
- Trewartha, G. & Horn L.H. 1980.** *An Introduction to Climate*. 5th edition. MacGraw-Hill International Book Company, Aukland

