

# 3

## Balanço de Radiação e Energia

**B**alanço de radiação é a contabilidade da energia radiante absorvida e emitida por um determinado corpo ou ecossistema, sendo muito estudada em climatologia por permitir quantificar a radiação efetivamente disponível para a realização dos processos biológicos e físicos nos ecossistemas.

Por se tratar da contabilidade entre a entrada e a saída de energia radiante em um dado sistema, o balanço de radiação é positivo durante o dia, pois a radiação de ondas curtas recebida do Sol é maior do que a quantidade de energia radiante de ondas longas perdida pela Terra. À noite, de modo inverso, o balanço de radiação é negativo, pois não há mais energia solar chegando à superfície do solo, mas a Terra continua emitindo radiação para o espaço sideral, conforme definido pela Lei de Stefan-Boltzmann. Sobre isto, vale frisar que é este o motivo real da temperatura do ambiente ser maior durante o dia em relação à noite.

Quando se considera uma planta, um animal ou a superfície do solo, por exemplo, é importante salientar que apenas parte da radiação solar incidente é absorvida pelo corpo, pois sempre há uma fração da energia radiante que é refletida em função das propriedades do corpo ou do meio. Normalmente, corpos ou ambientes mais claros têm maior capacidade de refletir radiação, enquanto que corpos mais escuros tendem a absorver uma fração relativamente maior de energia radiante. Essa habilidade em refletir radiação é denominada coeficiente de reflexão ou albedo ( $\alpha$ ).

A Tabela 1 apresenta alguns valores de albedo referentes à ambientes naturais e urbanos. Nela, podem-se observar diferenças importantes entre alguns tipos de superfície que ajudam a entender o funcionamento dos ecossistemas ali instalados.

**Tabela 1.** Albedo médio para diferentes superfícies naturais e artificiais.

| <b>Superfície</b> | <b>Albedo (%)</b> |
|-------------------|-------------------|
| Neve              | 80 a 95           |
| Asfalto           | 5 a 10            |
| Concreto          | 17 a 27           |
| Água              | 6 a 8             |
| Solo escuro       | 5 a 15            |
| Solo claro        | 25 a 45           |
| Gramado           | 15 a 25           |
| Canavial          | 10 a 20           |
| Pastagem          | 20                |
| Eucalipto         | 19                |
| Floresta tropical | 13                |

Fonte: Rosenberg et al. (1983); Oliveira et al. (2001); Moura et al. (1999).

O albedo é, portanto, um índice que expressa a fração da energia de ondas curtas que retorna ao espaço devido à reflexão após atingir uma dada superfície. Essa reflexão varia com a estação do ano, natureza, rugosidade e cor da superfície e com o ângulo zenital do Sol ( $Z$ ), sendo que quanto menor for o seu valor ( $\alpha$ ), maior será a capacidade da superfície em absorver energia.

Sabe-se, por exemplo, que superfícies brancas apresentam maior reflexão que superfícies pintadas com cores escuras. Assim, tem-se que uma superfície mais clara tem albedo mais elevado que das superfícies escuras. O mesmo ocorre quando se compara solos claros com solos escuros, ou diferentes tipos de vegetação, como se observa na Tabela 1.

Imagens de satélites permitem mapear a cobertura do solo e a degradação ambiental da superfície da Terra em função da determinação do albedo. Como apresentado na Tabela 1, superfícies naturais possuem diferentes coeficientes de reflexão ou albedo.

Do espectro total de energia radiante de ondas curtas refletida, certas bandas ou faixas de comprimento de onda são captadas pelos satélites, permitindo a diferenciação dos diversos tipos de superfícies que compõem a paisagem (tais como maciços

florestais, lâminas de água, solo nu, construções ou estradas) através do processamento das imagens geradas.

A avaliação temporal da mudança do albedo da superfície terrestre permite inferir sobre mudanças de uso e cobertura do solo (ABDON et al., 1998), formação de desertos (CARVALHO, 2001) e derrubada de florestas (MARTINS E SOUZA FILHO et al., 2006).

A energia que permanece no sistema, isto é, a que não retornou ao espaço por causa da reflexão, pode ainda ser dissipada por emissão de ondas longas para o espaço. Para facilitar a determinação do balanço de radiação da superfície, este cálculo é feito em duas partes, uma envolvendo a radiação de ondas curtas (proveniente do Sol) e outra envolvendo a radiação de ondas longas (originária da superfície e da atmosfera).

No processo de contabilização do montante de energia que entra e sai de um ecossistema, a turbidez da atmosfera e a nebulosidade são fatores de grande importância, sendo evidente que a presença de nuvens reduz a quantidade de energia que atinge a superfície do solo e, portanto, a quantidade de energia disponível para os processos fisiológicos (ROSENBERG et al., 1983).

Dependendo do tipo de nuvem, a redução da quantidade de energia incidente pode ser muito grande e se dá através da redução na transmissão da radiação direta, como discutido no capítulo anterior. A redução na radiação direta implica no aumento na radiação difusa, que se caracteriza por não ter direção predominante. Nota-se que nos dias nublados, quando não há radiação direta, não se vê sombras projetadas na superfície do solo.

### **3.1 Balanço de Radiação**

#### **3.1.1 Balanço de Radiação de Ondas Curtas**

De forma simplificada, o balanço de ondas curtas ( $B_{ic}$ ) é uma contabilização da absorção e da reflexão desse tipo de radiação pela superfície terrestre (Fig. 1). Do total de radiação solar disponível ( $Q_0$ ) em uma determinada posição geográfica do globo, 15%, em média, é absorvida por constituintes atmosféricos – um exemplo é a radiação ultravioleta absorvida pelo ozônio ( $O_3$ ) –, enquanto outros 30% acabam retornando ao espaço sideral, refletidos pela atmosfera. Dos 55%

restantes da energia radiante ( $Q_g$ ) que atinge a superfície terrestre, 5%, em média, também é refletida. Restam, então, 50% do total de energia radiante, representando o balanço de ondas curtas.

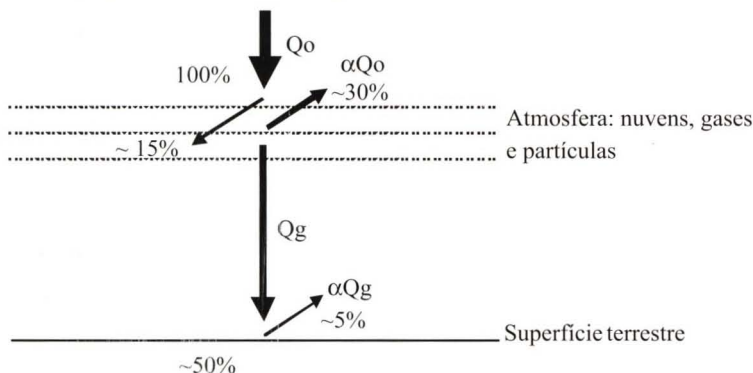


Fig. 1. Representação do balanço de radiação de ondas curtas na superfície terrestre.

A determinação do balanço de ondas curtas ( $B_{\lambda C}$ ) pode ser obtido pela diferença entre a radiação solar incidente e a refletida pela superfície, expressando a radiação absorvida por meio da equação 1:

$$B_{\lambda C} = Q_g - \alpha \cdot Q_g \quad (1)$$

Ou, ainda,

$$B_{\lambda C} = Q_g \cdot (1 - \alpha) \quad (1')$$

Sendo  $B_{\lambda C}$  o balanço de ondas curtas ( $W.m^{-2}$ );  $Q_g$  a irradiância solar global ( $W.m^{-2}$ ), calculável a partir das equações 16 ou 17 apresentadas no capítulo anterior, e  $\alpha$  é o albedo da superfície.

### 3.1.2 Balanço de Radiação de Ondas Longas

No que se refere ao balanço de ondas longas ( $B_{\lambda L}$ ), o montante de radiação emitido por um corpo ou superfície pode ser estimado pela equação de Stefan-Boltzmann, desde que se conheça a sua temperatura (Fig. 2).

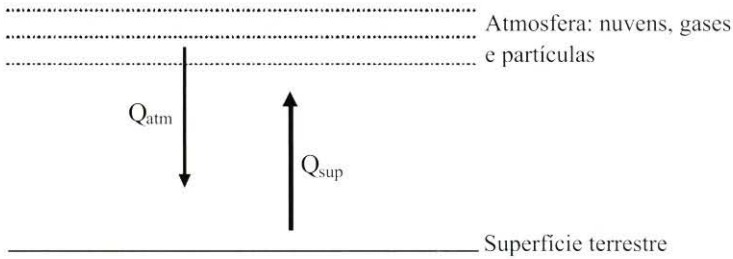


Fig. 2. Representação do balanço de radiação de ondas longas na superfície terrestre.

Ao longo do dia, a absorção de radiação solar pela superfície provoca seu aquecimento, aumentando a densidade de fluxo de energia de onda longa emitida em direção à atmosfera. Da mesma forma, ao interagir e absorver certos comprimentos de onda da radiação solar, os constituintes atmosféricos são aquecidos, aumentando a emissão energética em direção à superfície terrestre.

A densidade de fluxo de energia radiante emitida por uma superfície é dependente de sua temperatura e da emissividade dos corpos que a compõem. Na atmosfera, da mesma forma, a emissão energética é dependente da temperatura de seus constituintes, principalmente da quantidade de vapor d'água e da cobertura de nuvens.

O balanço de ondas longas ( $B_{\lambda L}$ ) pode ser determinado pela equação 2:

$$B_{\lambda L} = Q_{atm} - Q_{sup} \quad (2)$$

Sendo  $Q_{atm}$  a densidade de fluxo de energia radiante emitida pela atmosfera em direção à superfície, também denominada de contra- radiação atmosférica, e  $Q_{sup}$  a densidade de fluxo de energia radiante emitida pela superfície em direção à atmosfera.

Com o objetivo de estimar o  $B_{\lambda L}$ , e já sabendo que a quantidade de vapor de água na atmosfera era um elemento relevante para a sua determinação, Brunt (1932) propôs uma equação baseada na lei de Stefan-Boltzman e numa relação empírica com a pressão parcial de vapor (Capítulo 5). Diversas modificações foram propostas à equação de Brunt com o objetivo de ajustá-la às condições específicas, sendo que uma dessas foi apresentada por Allen et al. (1998), como mostra a equação 3:

$$B_{\lambda L} = \left[ 4,903 \cdot 10^{-9} \cdot \left[ \frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] \left( 0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a} \right) \left( 1,35 \cdot \frac{Q_s}{Q_{gas}} - 0,35 \right) \right] \text{ (MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}) \quad (3)$$

Sendo que  $T_{\max}$  é a temperatura máxima (K);  $T_{\min}$  é a temperatura mínima (K);  $e_a$  é a pressão parcial de vapor d'água da atmosfera (kPa);  $Q_g$  é a radiação solar global e  $Q_{gs}$  é a radiação solar global estimada para um dia sem nuvens ( $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ), dada pela equação 4 abaixo.

$$Q_{gs} = Q_g \cdot (2 \cdot 10^{-5} \cdot z + 0,75) \quad (4)$$

Sendo  $z$  a altitude (m) do local.

### 3.1.3 Saldo de Energia Radiante

Contando-se com os valores de  $B_{\lambda C}$  e  $B_{\lambda L}$ , pode-se enfim quantificar a radiação efetivamente disponível à realização dos processos físicos e biológicos na natureza. Esse cômputo final é denominado Saldo de Energia Radiante ou, simplesmente, Saldo de Radiação (SR) (Fig. 3), que pode ser calculado como segue (equações 5 e 6):

$$SR = B_{\lambda C} + B_{\lambda L} \quad (5)$$

$$SR = Q_g \cdot (1 - \alpha) + Q_{atm} - Q_{sup} \quad (6)$$

Durante o dia, o saldo de radiação (SR) tem valor positivo, pois  $Q_g$  predomina na definição do balanço de radiação terrestre. Durante a noite, quando  $Q_g$  é igual a zero, o saldo de radiação passa a ser negativo, pois a superfície continua emitindo radiação de ondas longas para o espaço sideral em maior quantidade do que aquela emitida pela atmosfera em direção à superfície.

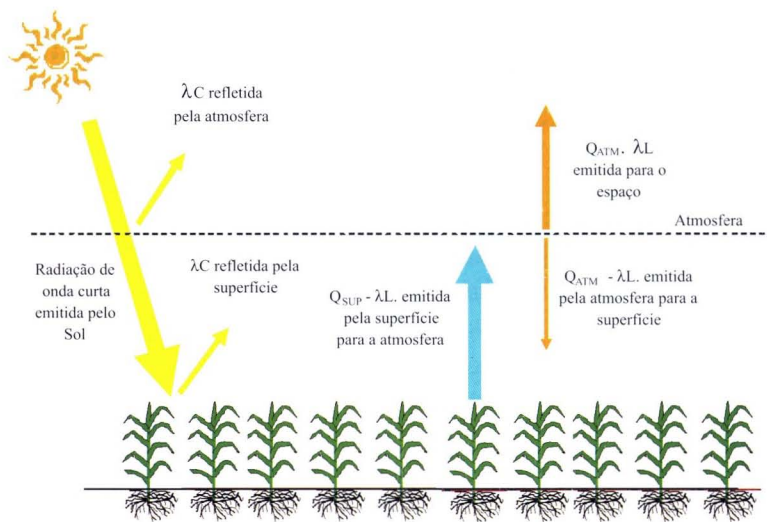


Fig. 3. Representação esquemática do balanço de radiação sobre uma superfície vegetada, ilustrando os componentes do balanço de onda curta ( $\lambda C$ ) e de onda longa ( $\lambda L$ ).

O equipamento utilizado para medir o saldo de radiação (SR) de uma superfície qualquer é o saldo-radiômetro. Faz medidas e registro eletrônico dos dados, cujos elementos sensores são duas termopilhas, em sentidos opostos, que se aquecem ao receberem energia radiante, gerando uma força eletromotriz proporcional à quantidade de energia incidente. O diferencial da força eletromotriz gerada pelas duas placas, corrigida por um coeficiente de calibração, é o saldo de radiação. Valores positivos indicam um aporte energético no sistema, enquanto valores negativos apontam para perdas (Fig. 4).

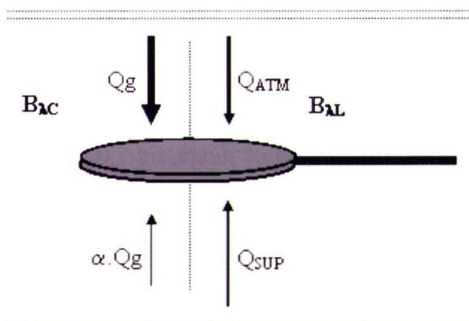


Fig. 4. Ilustração de um saldo-radiômetro contabilizando os fluxos radiantes dos balanços de onda curta (BIC) e onda longa (BIL).

### 3.2 Balanço de Energia

Balanço de energia é um conceito utilizado em climatologia para relacionar o saldo de radiação (SR) aos fluxos de calor latente (LE) e sensível (S), fotossíntese (F), fluxo de calor no solo (G), na forma da equação 6. De forma simplificada, pode-se estabelecer a relação entre os balanços de radiação e de energia considerando que o primeiro tem por finalidade quantificar qual a fração da radiação efetivamente disponível num ecossistema, enquanto que o balanço de energia diz respeito ao destino dado a essa energia.

$$SR = LE + H + G + F + \Delta A \quad (6)$$

Sendo que SR é o saldo de radiação; LE é a energia utilizada para a mudança de fase da água do estado líquido para o gasoso, denominada de fluxo de calor latente; H é a energia utilizada para o aquecimento do ar, denominada de fluxo de calor sensível; G é a energia conduzida para o solo, denominada fluxo de calor no solo; F é a energia utilizada no processo fotossintético (F), que normalmente representa menos de 5% do SR e por isso, é desconsiderada em análises macroclimáticas; e  $\Delta A$  é a variação do armazenamento de energia térmica no ambiente, podendo ser positivo ou negativo de acordo com a variação da sua temperatura.

Como já mencionado, a quantidade de energia utilizada na fotossíntese é muito pequena, assim como o termo  $\Delta A$  – item normalmente negligenciado no período de 24 horas, pois o calor armazenado de manhã e no início da tarde é liberado durante a noite. Os termos LE e H representam, geralmente, mais de 90% de SR e são os principais componentes do balanço de energia nos continentes.

Em áreas com presença de corpos d'água ou vegetadas, com boa disponibilidade hídrica no solo, o termo LE pode representar mais de 70% do SR, porém, em ambientes mais secos, H ganha relevância. Consequentemente, neste tipo de ambiente, observa-se elevação considerável na temperatura do ar durante o dia, com queda brusca na temperatura noturna.

Uma grande disponibilidade de energia para o aquecimento do ar, associado ao baixo calor específico do ar seco ( $1005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ), é o que provoca a forte elevação da temperatura diurna e decréscimo

noturno. À diferença entre as temperaturas diurna e noturna dá-se o nome de amplitude térmica diária.

Este padrão de variação da temperatura do ar é típico das regiões desérticas. Ao contrário, em ambientes onde a disponibilidade hídrica é grande, a maior parte da energia é consumida no processo de evaporação da água livre e transpiração vegetal. Como a água demanda muita energia para ser evaporada (calor latente de vaporização  $\lambda E$ , aproximadamente igual  $2,45 \text{ MJ.l}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$ , a  $20^\circ\text{C}$ ), exerce o papel de regulador, reduzindo a amplitude térmica diária.

A Fig. 5 ilustra a variação horária dos componentes do balanço de energia em dois ambientes diferentes quanto à disponibilidade de água no solo. Nela, pode-se observar que no ambiente úmido (época úmida) (Fig. 5a) a curva de LE se aproxima do saldo de radiação, indicando que a maior parte da energia disponível no ambiente foi empregada no processo de mudança de fase da água. Com isso, conseqüentemente, a temperatura nesses ambientes é relativamente menor. Na Fig. 5b, referente à época seca, em contrapartida, a falta de água no solo induz a um aumento da fração da energia disponível utilizada no aquecimento do ambiente (S), com conseqüente queda na fração utilizada para evaporação e transpiração da água.

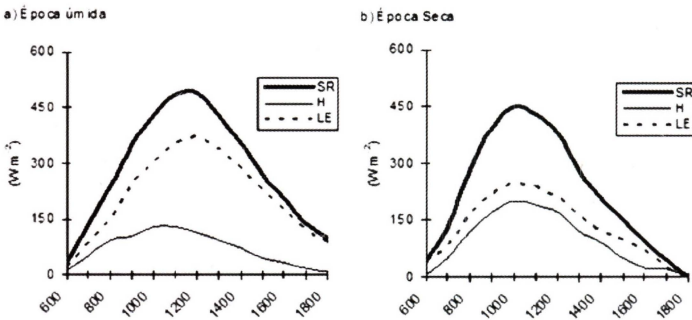


Fig. 5. Variação mensal dos componentes do balanço de energia em um pomar de limão Tahiti, instalado em Piracicaba/SP, sob duas condições de umidade regional do solo.  
Fonte: Marin (2000).

Assumindo-se que, tanto para a época úmida quanto para a seca, o saldo de radiação (SR) tenha sido de  $12 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ , pode-se inferir sobre a destinação do montante de energia destinado aos fluxos

de calor latente e sensível. Quando há umidade no solo decorrente de uma chuva ou mesmo da irrigação, é comum que entre 70% e 80% do saldo de radiação seja utilizado no processo de mudança de fase da água, isto é, convertido em fluxo de calor latente (LE).

Essa relação simples explica em grande parte por que o cultivo de árvores (qualquer tipo de vegetação, na verdade) nas zonas urbanas atua como redutor de temperatura do ar, já que se tem nas plantas uma espécie de “sumidouro” de energia radiante, utilizada no processo de mudança de fase da água. Em contrapartida, em ambiente com ausência de vegetação ou de corpos d’água, a energia radiante disponível no ambiente é convertida predominantemente em fluxo de calor sensível, com elevação da temperatura do ar aos níveis normalmente observados em grandes centros urbanos nos horários mais quentes do dia.

Já num ambiente seco, onde não há água na forma líquida disponível para o processo de evaporação, a fração de energia utilizada no processo de evapotranspiração é menor, oscilando entre 30% e 50%, dependendo do estado de umidade do solo. Neste caso, portanto, uma fração maior de energia será convertida para fluxo de calor sensível, elevando a temperatura do ambiente.

Como exemplo de cálculo com base nos valores apresentados acima, para o primeiro caso, admitindo-se que 80% da energia disponível tenham sido utilizados no processo de evapotranspiração, pode-se calcular quantos litros de água por unidade de área foram evaporados ao longo deste dia, da seguinte forma (equação 7):

$$LE = \left( \frac{SR \cdot 0,8}{\lambda E} \right)$$

$$LE = \frac{12MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} \cdot 0,8}{2,45MJ \cdot l^{-1} H_2O}$$

$$LE = 3,92l \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} = 3,92mm \cdot dia^{-1} \quad (7)$$

Seguindo o mesmo raciocínio, mas admitindo-se que no dia seco apenas 40% da energia disponível tenham sido utilizados no

processo de evapotranspiração (equação 8), quantos litros de água por unidade de área foram evaporados ao longo deste dia?

$$LE = \left( \frac{SR \cdot 0,4}{\lambda E} \right)$$
$$LE = \frac{12MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} \cdot 0,4}{2,45MJ \cdot l^{-1} H_2O}$$
$$LE = 1,96 l \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} = 1,96mm \cdot dia^{-1} \quad (8)$$

## Referências bibliográficas

ABDON, M. de M.; SILVA, J. dos S. V. da; POTT, V. J.; POTT, A.; SILVA, M. da P. Utilização de dados analógicos do Landsat-TM na discriminação da vegetação de parte da sub-região da Nhecolândia no Pantanal. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, DF, v. 33, n. 10, p. 1799-1813, out. 1998. Número especial.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, London*, v. 58, p. 389-420, 1932.

CARVALHO, V. C. de. Abordagem multiescalar para o monitoramento de indicadores do processo de desertificação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 10., 2001, Foz do Iguaçu. *Anais...* [São José dos Campos: Inpe, 2001]. Sessão Técnica Oral – Workshops. p. 1539-1551.

MARIN, F. R. *Evapotranspiração, transpiração e balanço de energia em pomar de lima ácida "Tahiti"*. 2000. 74 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia)- Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba.

MARTINS E SOUZA FILHO, P. W; PARADELLA, W. R.; SOUZA JÚNIOR, C.; VALERIANO, D. de M.; MIRANDA, F. P. Sensoriamento remoto e recursos naturais da Amazônia. *Ciência e Cultura*, São Paulo, v. 58, n. 3, p. 37-41, jul./set. 2006.

MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. da F.; BENINCASA, M.; SOUZA, J. L. de; NASCIMENTO FILHO, M. F. do. Variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 7, n. 2, p. 163-168, 1999.

OLIVEIRA, L. L.; VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N. J. *Meteorologia fundamental*. Erechim: Edifapes, 2001. 432 p.

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA. S. B. *Microclimate: the biological environment*. 2<sup>nd</sup>. ed. New York: Wiley, 1983. 495 p.