

环境物理学内涵及发展方向

刘树华

人类生存的环境中充满着物理现象,人们熟知的力、热、声、光、电物理现象时时处处伴随着我们的日常生活。人们看到的绚丽多彩的世界是通过光波的传输和人的感光实现的;听到的惟妙惟肖的音乐是声波通过大气的传播和人的听觉实现的,大气湍流运动对声波的传输起着重要作用。城市热岛环流、海陆风环流、大气污染与扩散、噪声污染、光污染等目前面临的环境问题,无不与环境物理学相关。因此说环境物理学涵盖了地球系统环境科学中的广泛的物理现象,与人类的生存环境、生存安全和生活质量有着密切的关系,得到了人类的广泛关注。环境物理学与大气物理学、土壤物理学、应用物理学和环境工程学学科有着密切的关系。环境物理学是人类解决环境科学问题中物理问题的桥梁,它需要数学物理的方法。环境物理学首先要阐明人类生存的地球环境系统中能量的来源与输送过程,因为一切物理现象都与能量相关。我们知道地球系统中的物种与太阳—地球系统中一些物理的特性有着密切关系,来自太阳的能量不仅使地球保持了适宜生物生存的温度,还以光合作用的形式储存在地球系统中,部分能量还驱动着天气的日、季节和年际的变化。在当今的地球系统中,纯自然的环境已不复存在,环境保护虽不能保持自然环境,但是人类可以应用环境物理学的原理和方法来实现生态能源的利用、生态环境的改善、科学管理和环境的调制。另外,人类的将来生存环境很强烈地依赖于地球环境系统,环境物理学研究领域还与人类社会的生存环境的可持续性和经济系统有关。

一、环境物理学的定义和发展方向

环境物理学是由环境科学(Environmental Sciences)和物理学(Physics)交叉发展起来的一门学科。着重从环境科学与物理学相结合的观点,研究发生在土壤圈、大气圈、水圈、冰雪圈和生物圈中的环境物理现象、规律及其理论,和人类社会相互作用及可持续发展的物理机制与途径。环境物理学与其他交叉学科一样,必然有它的科学和社会发展基础。它是环境问题成为全球性重大问题前提下产生的。环境物理学的提出是科学进步和人类社会发展的必然结果,也是人类对自然现象的本质和变化规律认识深化的体现。

环境物理学根据研究的对象可分为地球陆面过程环境物理学(地球系统环境中能量与物质的传输,包括:太阳辐射能量、大气运动能量及水汽碳氮循环等);环境声学(声的传播理论、噪声污染及其防护等);环境光学(光的传播、光通信、光污染及其防护等);环境热学(热的传播、地球系统热量平衡、人为热释放及其对区域环境气候的影响等);环境电磁学(人类生存环境中的电磁辐射、电磁辐射污染与防护等)等研究方向。

地球陆面过程环境物理学是研究地球表面与大气之间物质、能量的输送,天气过程及其气候变化等;环境声学是研究声环境及其同人类活动的相互作用,主要研究声音的产生、传播和接收,以及声音对人体产生的生理、心理效应,研究改善和控制声环境质量的技术和管理措施;环境光学是研究人的光环境,主要内容包括天然光环境和人工光环境,光环境对人的生理和心理的影响,光污染的危害和防治等;环境热学是研究人的热环境,研究内容包括热环境及其对人体的影响,以及人类活动对热环境的影响;环境电磁学是研究电磁污染的产生及其对人类身体健康和生活环境的影响。另外,风能、太阳能、潮汐能的利用也都是环境物理学研究的内容。

自20世纪70年代以来,相继出现了J.L.Monteith编著的《环境物理原理》(*Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold 出版,1973)和《植被与大气》(*Principles of Vegetation and the Atmosphere*, Academic Press 出版,1975); G.S. Campbell编著的《环境生物物理导论》(*An Introduction to Environmental Biophysics*, Springer-Verlag 出版,1977); R. J. Hanks 和 G.L.Ashcroft编著的《应用土壤物理》(*Applied Soil Physics*, Springer-Verlag 出版,1980); E. Boeker 和 R. van Grondelle编著的《环境物理学》(*Environmental Physics*, John Wiley & Sons 出版,1995)的专著相继问世。特别是E. Boeker 和 R.van Grondelle编著的《环境物理学》的内容,包括了:环境物理学基础(环境与经济系统,温室效应,地球系统物质、能量和动量的输送,社会和政治关系);基本光谱学(太阳光谱,大气污染光谱);全球气候(能量平衡,天气和气候

学基础，气候变化和模式)；人类应用能源（热输送概念，化石燃料能源，生物能，太阳能，风能，水能，核能)；污染输送（大气污染扩散，河流输送，地表水输送，流体动力学方程，大气湍流，高斯烟云，湍流急流和烟云，粒子物理)；噪声（声学基础，人类感知和噪声等级，声波的传输与衰减)；环境光谱学等。

最近，我国的环境生态学家裴铁璠、于系民、金昌杰、姬兰柱、关德新编著了《生态动力学》（科学出版社，2001）和裴铁璠、金昌杰、关德新编著了《生态控制原理》（科学出版社，2003）两部颇具影响力的专著；刘树华编著了《环境物理学》（化学工业出版社，2004）、《环境生态学》（北京大学出版社，2009）和《人类环境生态学》（北京大学出版社，2009）；黄耀、周广胜等编著了《中国陆地生态系统碳收支模型》（科学出版社，2008）；王汉杰、刘建文编著了《全球变化与人类适应》（中国林业出版社，2008）。标志着我国在该领域发展的水平，这无疑在人们的生活、生产实践中认识环境、实现人与自然的协调发展发挥重要作用。

二、环境物理学的基本内容

如上所述，环境物理学内容涵盖非常广泛，这里首先介绍地球系统中环境物理能量输送过程的基本概念，因为地球环境系统中的许多物理现象大多与能量有关。其他环境物理概念陆续介绍。

太阳辐射光谱和太阳常数

在进入地球大气圈之前，太阳辐射的光谱特征是怎样的？这不仅是研究大气辐射问题时首先要了解的，而且在研究太阳物理、环境物理、生物物理、航空航天和太阳能利用等许多领域都具有重要的理论和应用意义。

太阳光球表面发射的辐射，经过太阳大气和地球大气后发生了很大的变化。从在地面观测到的太阳辐射光谱曲线看出，太阳光谱曲线是连续的，但有许多吸收暗线，称为夫朗和费线，共有 26000 多条。地球大气的吸收，使太阳辐射光谱的改变更大。大气上界与地球表面上的太阳光谱见图 1 所示。

由图 1 可见，地球大气对大气上界太阳光谱的吸收主要发生在可见光波段（ $\lambda=0.46\sim0.76\mu\text{m}$ ），最大辐射的波长 $\lambda_{\text{max}}=2898/5770=0.502\mu\text{m}$ （蓝光）。主要的吸收气体为臭氧、水汽和二氧化碳等。

世界气象组织（WMO）在 1981 年推荐的太阳常

数为 $\overline{S_0}=1367\pm7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，并给出了相应的太阳分光辐照度数值。

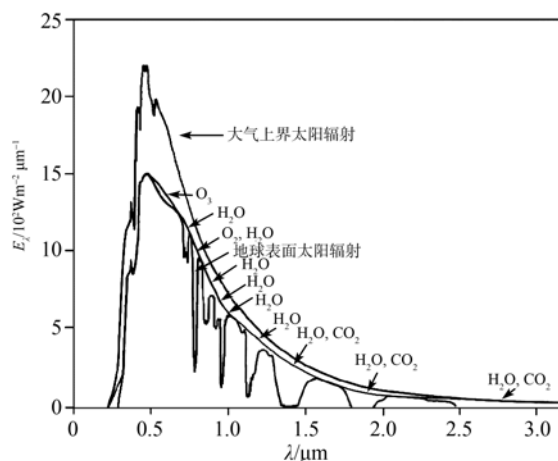


图 1 大气上界与地球表面上的太阳光谱

$$\overline{S_0} = \int_0^{\infty} \overline{S_{\lambda,0}} d\lambda, \quad (1)$$

$\overline{S_{\lambda,0}}$ 是大气上界日地平均距离 R_0 时，与日光垂直平面上的太阳分光辐照度。

根据太阳光谱，我们知道太阳光球是一个接近于 6000K 的黑体。由太阳常数我们可以求出太阳的有效温度 T_e ，由

$$4\pi R_s^2 \sigma T_e^4 = 4\pi d_0^2 \overline{S_0}. \quad (2)$$

将太阳半径 $R_s=6.96 \times 10^5\text{km}$ 和日地平均距离 $d_0=1.496 \times 10^8\text{km}$ 代入上式，得出太阳的有效温度 $T_e=5777\text{K}$ 。由太阳光谱中最强辐射波长 $\lambda_{\text{max}}=0.48\mu\text{m}$ 计算出的太阳颜色温度 $T_c=2898/0.48=6037\text{K}$ ， T_e 与 T_c 值不相等，说明太阳并非严格的绝对黑体。由太阳光谱可得，在可见光波段（ $0.46\sim0.76\mu\text{m}$ ）的能量占积分能量的 44%，紫外波段占 8%，红外波段占 48%。

太阳辐射能和地球表面接收分配比例

太阳辐射在岩石圈、大气圈、水圈、生物圈中的辐射传输在《环境物理学》（刘树华，2004）中的相关章节中已详细讲述。环境、生态、水文、大气、地理等学科以及它们的相互交叉的研究成果已经表明：来自自然界的太阳辐射（Solar radiation）能量是地球表面上一切有生命的机体赖以生存并与生命环境相互作用的最重要、最根本的能量源泉，即是一切有生命机体内发生的生物化学过程以及它们与环境生态作用过程的最基本能量来源。太阳辐射也是地球岩石圈、大气圈、水圈、生物圈中持续发生的物理过程的

能量源泉。需要指出的是：地球表面也可从太阳系中的其他星球得到一些能量，还可从地壳内部获得小部分能量，但是它们与太阳辐射作用传递到地球表面的能量相比，可以说是微不足道的，一般是可以忽略不计的。

太阳是一个炽热的气态球体，其表面的有效温度约为 6000K，其中心区域的温度可达到 $8 \times 10^6 \sim 4 \times 10^7 \text{K}$ 。因此，太阳向周围空间辐射巨大能量，但是输送到地球表面的能量大约只占太阳辐射能的 20 亿分之一，约为 $1.537 \times 10^{22} \text{J} \cdot \text{d}^{-1}$ 。通过计算可知，地球每分钟从太阳获得的能量约为 $2.095 \times 10^{17} \text{J} \cdot \text{min}^{-1}$ 。就全球平均来说，地球表面每平方厘米接收的太阳能量仅为太阳常数的四分之一。

另外，众所周知，地球表面是被温室气体包围着，该层温室气体既是对全球变暖起着重要作用，也是地球生物的重要保护层。下面我们来计算，如果没有温室气体的话，我们的地球表面温度将达到多少？从而我们可以了解温室气体对地球生物的保护作用是多么的重要。

根据 Stefan-Boltzmann 定律，我们得到的太阳表面的辐射强度（通量）为 $E=6.4 \times 10^7 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。那么在到达地球表面时，太阳的辐射通量可以通过下面的公式求出

$$4\pi r^2 E = 4\pi d^2 S_0,$$

$$S_0 = \frac{r^2}{d^2} E = \left(\frac{6.96 \times 10^8}{1.5 \times 10^{11}} \right)^2 \times 6.4 \times 10^7$$

$$= 1367 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}.$$

式中， S_0 称为太阳常数； r 是太阳的半径； d 是太阳中心到地球中心的距离，如图 2 所示。

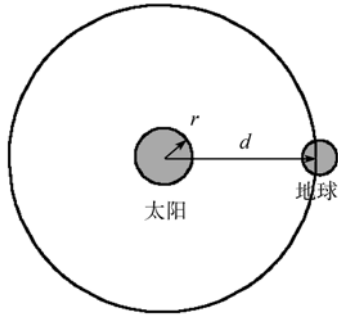


图 2 地球、太阳系示意图

地球大气的温室效应计算原理示意图详见图 3 所示，由下式即可计算出如果没有温室气体时地球表面大气的温度：

$$\pi R^2 S_0 (1 - \alpha) = 4\pi R^2 \sigma T^4,$$

$$T = \sqrt[4]{\frac{S_0 (1 - \alpha)}{4\sigma}} = 255 \text{K} = -18^\circ \text{C}.$$

取我们上面计算的 $S_0 = 1367 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，地球表面对

太阳辐射的反射率为 $\alpha = 0.3$ ，地球半径为 $R = 6370 \text{km}$ ，它远低于地球表面的实际平均温度 15°C 。这就是说地球大气的温室效应使地面平均温度上升了 33°C 。正是这层温室气体的保护才使地球生物免遭严寒。

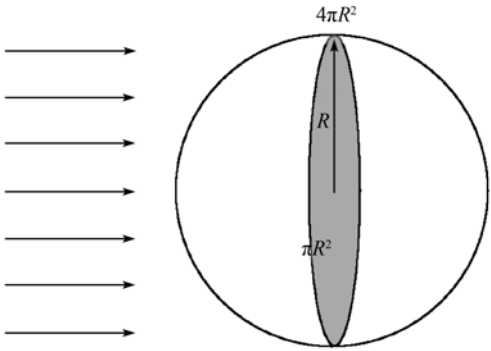


图 3 地球表面温度计算示意图

太阳以辐射的形式把能量传给地球的大气层、陆地和海洋。具体地说，进入大气圈的太阳辐射被大气反射 6%，云反射 20%，地面反射 4%，大气吸收 16%，云吸收 4%，只有 50% 的太阳辐射能到达地球表面被陆地和海洋吸收，而这 50% 中的 64% 转变为长波辐射释放到大气中。具体见图 4 所示。

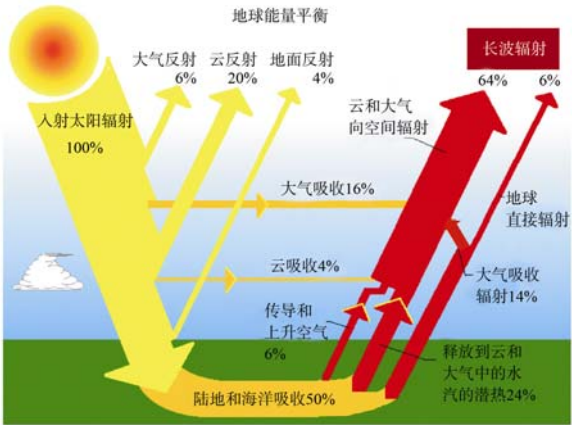


图 4 地球表面接收太阳辐射能量的分配比例

地球表面的热量平衡分量及其计算方法

$$(1 - \alpha) Q^\downarrow + Q_L^\downarrow - Q_L^\uparrow$$

$$= H + LH + \Delta H_p + \Delta H_s + \Delta H_F, \quad (3)$$

式中 α 为下垫面所接受的太阳短波反射率，城市区一般取 0.12~0.15，郊区一般取 0.15~0.20； $Q^\downarrow$ 为太阳总辐射； $Q_L^\downarrow$ 为大气长波辐射通量密度； $Q_L^\uparrow$ 为下垫面长

波辐射通量密度; LE 为下垫面与大气之间的潜热通量; H 为下垫面与大气之间感热通量; ΔH_p 为人为释放的热量 (广义的如城市规模、人口数量、机动车、空调等释放的热量); ΔH_s 为下垫面 (包括建筑物和不同性质的地面) 贮存的热量变化; ΔH_F 为城市热平流量的变化。

$Q^{\downarrow}$ 、 $Q_L^{\downarrow}$ 和 $Q_L^{\uparrow}$ 可直接测量也可计算。下面给出 LE 和 H 的计算方法。

(1) 空气动力学方法

到达地表的太阳辐射部分作用于植物的光合作用和呼吸作用, 部分以感热和潜热的形式返回到大气中。植物的光合作用、感热、潜热和总热通量 (可利用能)、动量通量与 CO_2 通量密切相关。在地球物理化学和生态系统研究中, 了解这些因子之间的关系是重要的。从空气动力学原理上讲, 在作物植被上 CO_2 通量 (F_c)、动量通量 (τ), 感热通量 (H)、潜热通量 (LE), 可由 CO_2 浓度、风速、温度和湿度的垂直梯度观测资料, 由以下方程计算:

$$\partial u / \partial z = u_* \varphi_m / k(z-d), \quad (4)$$

$$\partial \theta / \partial z = -H \varphi_h / \rho_a c_p k u_* (z-d), \quad (5)$$

$$\partial e / \partial z = -LE \gamma \varphi_w / \rho_a c_p k u_* (z-d), \quad (6)$$

$$\partial c / \partial z = -F_c \varphi_c / \rho_c k u_* (z-d) K_c / K_m, \quad (7)$$

由式 (4) ~ (7) 得:

$$\tau = \rho_a k^2 (z-d)^2 (\partial u / \partial z)^2 \varphi_m^{-2}, \quad (8)$$

$$H = -\rho_a c_p k^2 (z-d)^2 \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} (\varphi_m \varphi_h)^{-1}, \quad (9)$$

$$LE = -\rho_a c_p k^2 (z-d)^2 \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial e}{\partial z} (\gamma \varphi_m \varphi_w)^{-1}, \quad (10)$$

$$F_c = -\rho_c k^2 (z-d)^2 \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial c}{\partial z} \frac{K_c}{K_m} (\varphi_m \varphi_c)^{-1}, \quad (11)$$

或

$$\tau = \rho_a u_*^2, \quad (12)$$

$$H = -\rho_a c_p u_*^2 \frac{\partial \theta}{\partial z} \varphi_m \varphi_h^{-1}, \quad (13)$$

$$LE = -\rho_a c_p u_*^2 \frac{\partial e}{\partial z} \varphi_m (\gamma \varphi_w)^{-1}, \quad (14)$$

$$F_c = -\rho_c u_*^2 \frac{\partial c}{\partial z} \frac{K_c}{K_m} \varphi_m (\varphi_c)^{-1}, \quad (15)$$

式中, $\partial u / \partial z$, $\partial \theta / \partial z$, $\partial e / \partial z$, $\partial c / \partial z$, 分别为平均风速、温度、水汽压和 CO_2 浓度的梯度; u_* 是摩擦速度; k 是 von Karman 常数 ($k=0.4$); d 是零平

面位移高度; c_p 是定压比热 ($1004 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$); ρ_a 是空气密度 ($1.2897 \sim 0.0049 T$) ($kg \cdot m^{-3}$) 式中 T 为大气温度 ($^{\circ}C$); ρ_c 是 CO_2 气体体积转换为比重的系数 ($1.83 \times 10^{-6} kg \cdot m^{-3}$); z 是从地面开始到要素观测高度的有效高度; γ 为干湿表常数 ($0.67 hPa \cdot ^{\circ}C^{-1}$); φ_m , φ_h , φ_w , φ_c 分别为动量、热量、水汽和 CO_2 的无量纲稳定度函数; K_m , K_c 为动量和 CO_2 气体的湍流交换系数, 可取 $K_c = K_w$, K_w 是水汽交换系数, 并且, 取 $K_w / K_m = K_h / K_m = K_c / K_m = \varphi_m / \varphi_w = \varphi_w / \varphi_h = \varphi_m / \varphi_c$ 。

无量纲温度函数可由 Richardson 数 R_i 求得, $R_i = g \theta^{-1} (\partial \theta / \partial z) (\partial u / \partial z)^{-2}$ 。式中, g 是重力加速度。在研究中, 稳定度函数的关系式为:

$$\varphi_m = \begin{cases} (1-16R_i)^{-1/3} & R_i \leq 0 \\ (1+16R_i)^{-1/3} & R_i \geq 0 \end{cases}, \quad (16)$$

$$K_w / K_m = \begin{cases} 1.13(1-60R_i)^{0.074} & R_i \leq 0 \\ 1.13(1+95R_i)^{-0.11} & R_i \geq 0 \end{cases}, \quad (17)$$

要素变量 u , θ , e , c 的梯度采用了以下差分方程计算:

$$\frac{\partial s}{\partial z} = (s_1 - s_2) / \sqrt{z_1 z_2 \ln(z_1 / z_2)}, \quad (18)$$

式中, s 为要素廓线变量, z_1 , z_2 是要素观测高度, 且 $z_1 > z_2$ 。

(2) 波文比—能量平衡法

波文比—能量平衡方法是计算近地面层通量输送的常用方法。其通用公式就是下垫面能量平衡方程和热通量的垂直输送方程, 即:

$$R_n = H + Q + G, \quad (19)$$

$$H = C_p \rho K_H \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (20)$$

$$Q = \rho L \frac{\varepsilon}{P} K_w \frac{\partial e}{\partial z}. \quad (21)$$

式中 R_n , G 分别为净辐射通量和土壤热通量; H , Q 分别为表面感热通量和潜热通量; ε 为水汽分子与干空气分子的比重 (0.622); P 为大气压强; ρ 是空气密度; c_p 是大气定压比热系数; L 是水汽凝结潜热系数; K_H 和 K_w 分别为热量和水汽的湍流交换系数; $\frac{\partial T}{\partial z}$ 和 $\frac{\partial e}{\partial z}$ 分别为空气温度和水汽压梯度。引入波文比, 即感热和潜热之比:

$$\beta = H / Q. \quad (22)$$

在 (19)~(22) 中, 假设 $K_H = K_w$, 则:

$$H = \frac{(R_n - G)\beta}{1 + \beta}, \quad (23)$$

$$Q = \frac{R_n - G}{1 + \beta}, \quad (24)$$

$$\beta = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} \frac{\Delta T}{\Delta e}, \quad (25)$$

可由微气象梯度观测系统两个高度的温度、湿度观测资料求出 β 值,进而由地表净辐射通量 R_n 和土壤热通量 G 可求出 H 和 Q 。波文比能量平衡方法比较简单实用,不足的是,当 β 值接近-1时,计算结果变得很不稳定,计算的热通量值也不准确。

(3) 涡动相关法

涡动相关法是通过计算物理量的脉动与风速脉动的协方差估算湍流通量的方法,具体计算公式为:

$$\tau = \overline{\rho w' u'} = \rho u_*^2, \quad (26)$$

$$H = \rho C_p \overline{w' \theta'} = -\rho C_p u_* \theta_*, \quad (27)$$

$$Q = \rho \lambda \overline{w' q'} = -\rho \lambda u_* q_*. \quad (28)$$

式中 τ ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$) 为动量通量; H ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 为感热通量; Q ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 为潜热通量; ρ ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) 为大气密度; C_p ($\text{J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$) 为空气定压比热, λ ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) 为水的汽化潜热; u_* ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 为摩擦速度; θ_* (K) 为位温尺度; q_* (kg / kg) 为比湿尺度。

植物群体冠层热量储存的计算

蒸腾是重要的环境物理现象。蒸腾过程所需的能量主要来自入射太阳辐射,与光合作用所需的光合有效辐射(PAR)不同,蒸腾过程主要利用紫外和红外部分的辐射能。在生物产量生态学模型中,一般假定PAR和NIR(近红外辐射)各占辐射能量值的50%,少量的(4%左右)UV辐射则忽略不计。近红外波段的辐射多被叶子散射,其中反射和透射的量几乎相等,这对于植物散热是有益的。大约只有50%的入射辐射被叶片吸收。对于球形叶角分布的冠层,消光系数约为0.5左右,而相对于PAR的消光系数约为0.7;平滑的植被表面,其反射率约为25%;天然森林的反射率为15%。未被反射的部分则被冠层和土壤吸收。总辐射的反射系数在气候学中被定义为地表反照率。土壤的地表反照率约为0.10,水的反照率为0.05,但是对于非常干燥的土壤,例如,非常干燥的沙漠地区,其反照率可高达0.35%。叶子对于3~30 μm 的远红外波段的辐射吸收作用类似于黑体,即几乎全部吸收这一波段的辐射,同时植物也放射长波辐射,使植物体温度不至于太高。

植物表面的辐射平衡方程可表示为:

$$R_n = (1 - \alpha) R_c - R_0, \quad (29)$$

式中, R_n 为植物冠层表面吸收的净辐射通量,单位为 $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; α 为植被冠层表面反射率; R_c 和 R_0 分别为入射到植物冠层的总辐射通量和长波放射辐射通量,单位为 $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

能量平衡方程常被用作土壤-大气或植被-大气间控制方程组的一个连接条件,因此在陆面模式、气候模式中计算地表或植被蒸发散和热量平衡时有着极其重要的作用。根据热力学能量守恒定律,在植被冠层表面的能量平衡方程表达式为:

$$R_n = H + LE + G + P_e + S_c, \quad (30)$$

式中, H 和 LE 的乘积分别为感热通量和潜热通量,单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$; L 为水汽化潜热,取值 $L = 2.5 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$, E 为蒸腾速率,单位为 $\text{g}(\text{H}_2\text{O}) \cdot \text{m}^{-2}(\text{叶}) \cdot \text{s}^{-1}$ 。事实上,蒸腾过程消耗掉到达冠层的大部分能量。潜热通量和感热通量虽然不是直接用于植物的光合作用,但在帮助植物群落在热量交换中,从而有利于植物有效光合作用及其他植物生理活动的进行。当叶面温度和空气温度相等时,式(30)中 $H = 0$,净辐射将主要用于蒸腾消耗。王汉杰和刘健文(2008)给出,一般中高纬度地区夏季晴天的净辐射量可达 $14.0 \text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,对于郁闭冠层的全天蒸腾量为 $14.0 \times 10^6 / (2.5 \times 10^6) = 5.6 \text{kg}(\text{水}) \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 或 $5.6 \text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。 G 为进入土壤的热通量,在郁闭的森林冠层可忽略不计; P_e 为植物的光合作用消耗的能量,一般占 R_n 的5%左右(王汉杰,刘健文,2008)。 S_c 为植被冠层中的热储存量,它实际是由于温度变化而导致的物体内能的变化量。当物体从外面吸收能量温度升高时,内能增加,此时的热储存按(30)式的定义为正;而当物体放热,温度降低时,内能减少,此时的热储存为负。对于定常状态,由于温度没有变化,因此热储存量完全可以不考虑。对于植株较低矮和稀疏的植被冠层的准定常和非定常状态,也常常为了计算方便,而忽略热储存项和光合作用能耗项。但此时可能因为所研究的过程时间短而产生较大误差。下面仅就植被冠层的热储存量的影响进行分析。

当单位面积生物量较大时,植被冠层热储存量在短时段内可能是净辐射的一个重要的组成部分而不可忽略。森林的生物量较大,其热储存量也越大,如热带雨林的生物量可超过 $700 \text{t} \cdot \text{ha}^{-1}$,热储存量 S_p 可近似地表示为:

$$S_p = 0.8 M_p \delta T_1 \quad (31)$$

式中 M_p 为单位面积上植物的质量; δT_1 为特征空气温

度的一小时变化量，它的选取应使得能反映出植被温度的变化。

根据前述定义，热储存量为物体温度变化而引起的内能变化量。对于植被冠层，其总的热储存量 S 可分为冠层群体中空气的热储存量 S_a 和植物体的热储存量 S_p 两部分组成。因此有：

$$S = S_a + S_p \quad (32)$$

其中冠层群体中空气的热储存量包括气温变化和相变而产生的两部分能量，即：

$$\begin{aligned} S_a &= \rho_a \int_0^h \left(C_p \frac{dT_a}{dt} + L \frac{dq_a}{dt} \right) dz \\ &= \rho_a C_p \int_0^h \left(\frac{\partial T_a}{\partial t} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial e_a}{\partial t} \right) dz, \end{aligned} \quad (33)$$

式中 ρ_a 植被冠层内空气密度，单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ； C_p 为定压比热，取值为 $1004 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ； h 为植被高度； L ， γ 分别为汽化潜热和干湿温度表常数，分别取值为 $2.5 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 6.4 ； T_a ， q_a 和 e_a 分别为植被冠层内空气的温度、比湿和水汽压。如果取大气密度 $\rho_a = 1.29 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ；冠层内空气的变温率和湿度变化率分别为 $dT_a / dt = 1^\circ\text{C} / 3600\text{s}$ ， $dq_a / dt = 0.001 / 3600\text{s}$ ；冠层高度为 10m 。则，由 (33) 式得 $S_a = 3.6 \text{W} \cdot \text{m}^{-2} + 9.0 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

对植物体的热储存量 S_p 的最直接的计算方法是直接对植物温度变化廓线积分，即：

$$S_p = \int_0^h C_m M_p \frac{dT_f(z)}{dt} dz, \quad (34)$$

其中 C_m 为植物体的比热； T_f 为植物体的温度； M_p 为植物体的质量，它们均是高度的函数。对低矮的农作物，因其高度有限，也可不考虑其温度随高度的变化，可将用红外温度仪测定的冠层温度作为植物体的平均温度。因此，计算植物热储存量 S_p 的表达式可简化为：

$$S_p = C_m M_p \frac{dT_f}{dt}. \quad (35)$$

式中 M_p 为单位面积上作物体的生物量，单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ；比热 C_m 是植物体温度和含水量的函数。植物叶片比热在 $3500 \sim 4000 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。如果取 $C_m = 4000 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ， $M_p = 200 \text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ， $dT_f / dt = 1^\circ\text{C} / 3600\text{s}$ 。则由 (35) 式得 $S_p = 222 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

C_m 的计算公式为：

$$C_m = \frac{C_0 + C_w M_w}{1 + M_w} + \Delta C. \quad (36)$$

式中 C_0 为干物质比热，采用 $C_0 = 4.85 T_f + 1113$ 计算； T_f 的单位是摄氏度 ($^\circ\text{C}$)；含水量 M_w 定义为植物体内水重与植物体干重之比；水的比热 C_w 的值为 $4184 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ； ΔC 是对吸湿物质而有的比热修正值，取为 $335 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。

三、总结

本文介绍了环境物理学中的太阳辐射光谱和太阳常数，太阳辐射能和地球表面接收分配比例，地球表面的热量平衡分量及其计算方法和植物群体冠层的热量储存的计算方法，其他环境物理概念将陆续介绍。

(北京大学物理学院大气科学系 100871)

作者简介

刘树华，男，1952 年生，教授/博士生导师，大气物理与大气环境学科带头人，从事大气物理、大气环境、环境生态和气候变化的教学和研究。



资助项目：国家自然科学基金资助项目（编号：40875004）；北京大学研究生和本科生教材资助项目



封底照片说明

2010 年 4 月 6 日，一架外形奇特的飞机翱翔在瑞士的蓝天，长长的翼展格外引人注目，这便是世界上首架完全靠太阳能动力昼夜连续飞行的“阳光动力”号飞机。这次试飞是在瑞士沃州帕耶那的一个军用机场进行的，飞机以 45 千米 / 小时的时速飞行，飞行高度 1000 米，飞机飞行了约 90 分钟后安全着陆，试飞成功。这架耗资 7000 万欧元的飞机，由超轻碳纤维材料制成，飞机翼展 63.4 米。飞机重 1.6 吨。机翼上装有 1.2 万块太阳能电池板，为机上 4 台电动机提供电力。瑞士探险家贝特朗·皮卡尔博士是该项目负责人，预计“太阳动力”号将于 2012 年进行环球飞行。据悉，这架具有真正意义的“零碳”飞机的模型及影像资料将在上海世博会露面。