南极瑞穗站辐射平衡及湍流通量特征*

刘树华 于 鹏

（北京大学地球物理系，北京 100871）

熊 康

（中国科学院大气物理研究所，北京 100029）

提 要

本文利用南极瑞穗站1979—1980年近地面层微气象及辐射平衡等观测资料，分析了春、夏、秋和冬季辐射平衡分量的日、年变化特征，采用空气动力学方法和廓线梯度迭代法计算了不同季节的动量通量、感热通量和由能量平衡方程得到的潜热通量的日变化特征，并对计算结果进行了比较。文中还对湍流热量交换系数、湍流动量交换系数与理查孙数的日变化关系进行了讨论。

关键词：南极瑞穗站，辐射平衡，空气动力学方法，廓线梯度迭代法，动量通量，感热通量，潜热通量。

1 引 言

南极大陆近地面层的辐射平衡和近地面层的热量收支及动力特征对我国及全球气候变化、天气系统的发生发展起着重要作用，已引起国内外气象学家的重视。但是在南极大陆，特别是在高原地区常年冰雪覆盖，气候恶劣，辐射平衡及边界层气象观测站稀少，资料缺乏，至今冰雪-大气系统热量平衡及湍流交换研究甚少。日本在南极瑞穗站的辐射平衡和近地面层微气象观测，为此研究提供了宝贵资料。

本文利用南极瑞穗站辐射平衡和近地层微气象观测资料[1-4]，统计分析了辐射平衡日、年变化特征，采用空气动力学方法和廓线迭代法分别计算了动量和感热通量垂直输送的日变化及与稳定度参数理查孙数的关系，并由能量平衡方程得到了瑞穗站近地面层潜热通量垂直输送特征。这对了解冰雪-大气系统的湍流交换机制及形成南极的气候条件等都有着重要意义。

瑞穗站位于南极大陆70.7°S，44.2°E的冰原上。海拔2230m，距海岸250km。该地区全年为陆架冰雪覆盖，年平均气温为－32.3℃。近地面层除夏季中午前后外，常年处于强逆温状态。另外，瑞穗站位于下降风地带，冬季平均风速达12.0m·s^{-1}，夏季平均风速为

* 1991年12月30日收到原稿，1992年2月27日收到修改稿。该文由国家南极考察委员会资助，课题编号：85－0504。

8.4m·s^{-1}，年平均风速为 10.6m·s^{-1}。

文中对总辐射、反射辐射、净辐射、大气逆辐射和地球辐射的日、年变化统计分析，是采用距地面 1.5m 处的逐时测量值。大气稳定度和湍流通量的计算，采用了 32m 气象塔上 0.5m，1m 和 2m 处的气温和风速的逐时测量值，土壤热通量采用的是在 0.1m 处的实测值。计算了 10 月(春)，12 月(夏)，5 月(秋)和 7 月(冬)124 天的逐时湍流输送，对明显不合理的计算结果剔除并由插值补上，然后进行统计点图分析。

2　原理及计算方法

2.1　原理

在大气近地面层中，在单位时间内单位面积上垂直输送的动量和感热通量为

$$\tau = \rho\overline{w'u'} = \rho u_*^2 = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} \tag{1}$$

$$H = \rho c_p \overline{w'\theta'} = -\rho c_p u_* \theta_* = -\rho c_p K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \tag{2}$$

式中 ρ 为大气密度(0.981−0.00422t)(kg·m^{-3})；c_p 为空气的定压比热(1004J·kg^{-1}·K^{-1})；u_* 为摩擦速度(m·s^{-1})；θ_* 为位温尺度(K)；u'，ω'，θ' 分别为风速的横向、垂直及位温的脉动值；K_m 和 K_h 分别为动量和热量交换系数。

根据相似理论得到通量廓线关系为

$$\varphi_m(\xi) = \frac{k(z-d)}{u_*}\frac{\partial u}{\partial z} \tag{3}$$

$$\varphi_h(\xi) = -\frac{\rho c_p u_*(z-d)}{H}\frac{\partial \theta}{\partial z} \tag{4}$$

能量平衡方程式是

$$R_n - G = H + \lambda E \tag{5}$$

在定常和水平均匀条件下，近地面层中风速和位温梯度只是高度 z 和稳定度参数 ξ 的函数。式中 $\xi = \frac{z-d}{L}$，$L = -\rho c_p \bar{\theta} u_*^3/(g \cdot H \cdot K)$ 为 Monin-Obukhov 长度；d 为零平面位移；k 为卡曼常数(0.35)；λE 为潜热通量；R_n 和 G 分别为净辐射和土壤热通量。当 $\xi > 0$ 时为稳定大气，$\xi < 0$ 时为不稳定大气。

在计算中 ξ 由理查孙数求得，即

$$\xi \begin{cases} = Ri & Ri < 0 \\ = \dfrac{Ri}{1-5Ri} & Ri > 0 \end{cases} \tag{6}$$

在近地面层中，理查孙数的定义为

$$Ri = \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\dfrac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{\left(\dfrac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2} \tag{7}$$

具体计算可采用对数差分代替微分。

$$Ri = \frac{g}{\bar{\theta}} \left[\frac{\Delta\theta}{\bar{z}\ln\left(\dfrac{z_2}{z_1}\right)}\right] \left[\frac{\bar{z}\ln\left(\dfrac{z_2}{z_1}\right)}{\Delta u}\right]^2 \tag{8}$$

式中 $\bar{z}=\sqrt{z_1 z_2}$ 为两层的几何平均高度，$\Delta\theta$ 和 Δu 分别为 z_1 和 z_2 高度的位温和风速差值。

动量通量和感热通量的稳定度函数采用了 Dyer(1974)建议的形式[5]

$$\varphi_m\begin{cases}=(1-16\xi)^{-1/4}, & \xi\leqslant 0\\ =1+5\xi & \xi>0\end{cases} \tag{9}$$

$$\varphi_h\begin{cases}=(1-16\xi)^{-1/2}, & \xi\leqslant 0\\ =1+5\xi & \xi>0\end{cases} \tag{10}$$

2.2 空气动力学方法

由式(3)、(4)可得

$$\tau=\rho k^2(z-d)^2\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2\varphi_m^{-2} \tag{11}$$

$$H=-\rho c_p k^2(z-d)^2\frac{\partial\theta}{\partial z}\frac{\partial u}{\partial z}(\varphi_m\varphi_h)^{-1} \tag{12}$$

或

$$H=-\rho c_p u_*^2\frac{\partial\theta}{\partial z}\varphi_m\varphi_h^{-1} \tag{13}$$

2.3 廓线梯度迭代法

在南极瑞穗站地表为冰雪表面 ($d=0$)，并假定地表层为常通量层，根据 Monin-Obukhov 相似理论，考虑温度层结的影响，全风速和位温的垂直廓线关系为

$$\frac{kz}{u_*}\frac{\partial u}{\partial z}=\varphi_m(z/L) \tag{14}$$

$$\frac{kz}{\theta_*}\frac{\partial\theta}{\partial z}=\varphi_h(z/L) \tag{15}$$

其中 Monin-Obukhov 长度可表示为

$$L=-\frac{u_*^2\bar{\theta}}{gk\theta_*} \tag{16}$$

式中 $\bar{\theta}$ 为近地层内平均位温。

将式(14)、(15)从 z_0 积分到 z_1 和 z_2 相减得

$$u(z_2)-u(z_1)=\frac{u_*}{k}\left(\ln\frac{z_2}{z_1}-\psi_{m2}+\psi_{m1}\right)=\frac{u_*}{k}\psi_m \tag{17}$$

$$\theta(z_2)-\theta(z_1)=-\frac{\theta_*}{k}\left(\ln\frac{z_2}{z_1}-\psi_{h2}+\psi_{h1}\right)=-\frac{\theta_*}{k}\psi_h \tag{18}$$

由式(17)、(18)可得

$$\tau=\rho u_*^2=\rho\left[\frac{k(u(z_2)-u(z_1))}{\psi_m}\right]^2 \tag{19}$$

$$H=-\rho c_p u_*\theta_*=-\frac{\rho c_p k^2[u(z_2)-u(z_1)][\theta(z_2)-\theta(z_1)]}{\psi_m\psi_h} \tag{20}$$

由式(19)和(20)可见，如果已知 $u(z_1)$、$u(z_2)$、$\theta(z_1)$、$\theta(z_2)$ 和 ψ_m、ψ_h，即可由式(19)和(20)求得 τ 和 H。ψ_m 和 ψ_h 为积分相似函数[6-7]

不稳定条件下，$z/L\leqslant 0$

$$\psi_m = \ln\frac{z_2}{z_1} + \ln\left[\frac{(x_1^2+1)(x_1+1)^2}{(x_2^2+1)(x_2+1)^2}\right] + 2(\tan^{-1}x_2 - \tan^{-1}x_1) \tag{21}$$

$$\psi_h = \ln\frac{z_2}{z_1} + 2\ln\left(\frac{y_1+1}{y_2+1}\right) \tag{22}$$

稳定条件下，$Z/L > 0$

$$\psi_m = \psi_h = \ln\frac{z_2}{z_1} + \frac{5}{L}(z_2 - z_1) \tag{23}$$

式中　$x_1 = \left(1 - 16\frac{z_1}{L}\right)^{1/4}$，　$x_2 = \left(1 - 16\frac{z_2}{L}\right)^{1/4}$

$y_1 = \left(1 - 16\frac{z_1}{L}\right)^{1/2}$，　$y_2 = \left(1 - 16\frac{z_2}{L}\right)^{1/2}$

至此，可由公式(19)和(20)计算 τ 和 H，但是为了更精确地求得 τ 和 H 的值，还可采用进一步迭代求取，具体步骤如下：

(1) 首先由中性风速和位温廓线公式线性回归，求得相关系数最大时 u_*，θ_* 和 L，作为一级近似；

(2)将 L 的一级近似值代入式(21)、(22)、(23)、(17)、(18)、(19)、(20) 和(16)，求得 u_*，θ_*，τ，H 和 L 的二级近似值；

(3) 再将 L 的二级近似值代入式(21)、(22)、(23)、(17)、(18)、(19)、(20) 和(16)，进一步计算 u_*，θ_*，τ，H 和 L，依次类推，直到相邻两次的 L 值相差小于给定的指标 $\left|\frac{L(n)-L(n-1)}{L(n)}\right| < 0.01$。实际计算中此法收敛较快，一般 4-6 次即可达到预定指标。

3　结果分析

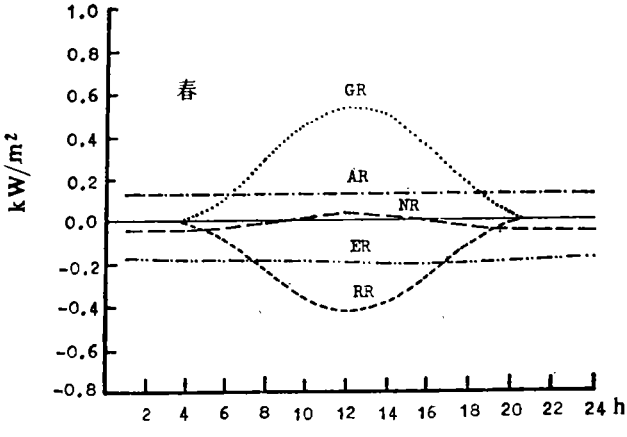
3.1　辐射平衡

地表面辐射平衡又称净余辐射收支，它表征地表在辐射能量交换中的收支状况。受总辐射，短波反射辐射和地表有效辐射的综合影响，即

$$Rn = Q - R + Ln \tag{24}$$

式中 Rn，Q，R 和 Ln 分别为净辐射、总辐射、短波反射辐射和长波有效辐射。在南极热量平衡研究中，长波有效辐射尤为重要，因它是南极维持一巨大冰原的重要因素。

图 1 为代表瑞穗站春、夏、秋和冬季晴天条件下辐射平衡各分量的日变化。



由图 1 可见，南极地区各辐射平衡分量不但有明显的日变化，也有很强的季节变化。该地区不但受极地海洋性暖气团和极地冷气团的影响，其辐射状况和下垫面的热状况对气候特征、天气系统的发生和发展也有着极

为重要的局地影响。图1为代表南极瑞穗站1979至1980年两年春夏秋冬季的10,12,3和7月每天总辐射、反射辐射、净辐射、大气逆辐射和地球辐射的逐时平均值。由图1可见,在春天,从8时至15时净辐射为正,最大值出现在12时为34.8W·m^{-2}。在夏天,从8时至18时净辐射为正,最大值出现在12时为77.5W·m^{-2}。在秋天,从8时至15时净辐射为正,最大值出现在12时为24.2W·m^{-2}。在冬季,全天净辐射为负值,平均为−31.0W·m^{-2}。另外还可看出,一年四季向上的长波辐射(地球辐射)大于向下的长波辐射(大气逆辐射),并且太阳照射到地表面的短波辐射绝大部分被反射到大气中。

为了更清楚地了解瑞穗站辐射平衡各分量的年变化特征,图2给出了1979至1980两年辐射平衡各分量的月平均年变化。由图2可见,各分量最大值出现在12月,并且短波辐射年变化范围较宽,总辐射为0—420W·m^{-2},反射辐射为0—318.2W·m^{-2}。净辐射月平均最大值是12月为26.7W·m^{-2},最小值在7月为−33.4W·m^{-2},全年平均为−12.8W·m^{-2},所以从总体来讲,南极瑞穗站区是从大气中吸收热量,这是因为长波辐射所损失的热量超过了短波辐射所给予冰川表面的热量。从图2还可看出,地球辐射和大气逆辐射的年变化较小,大气逆辐射的月平均年变化范围为131.9—190.0 W

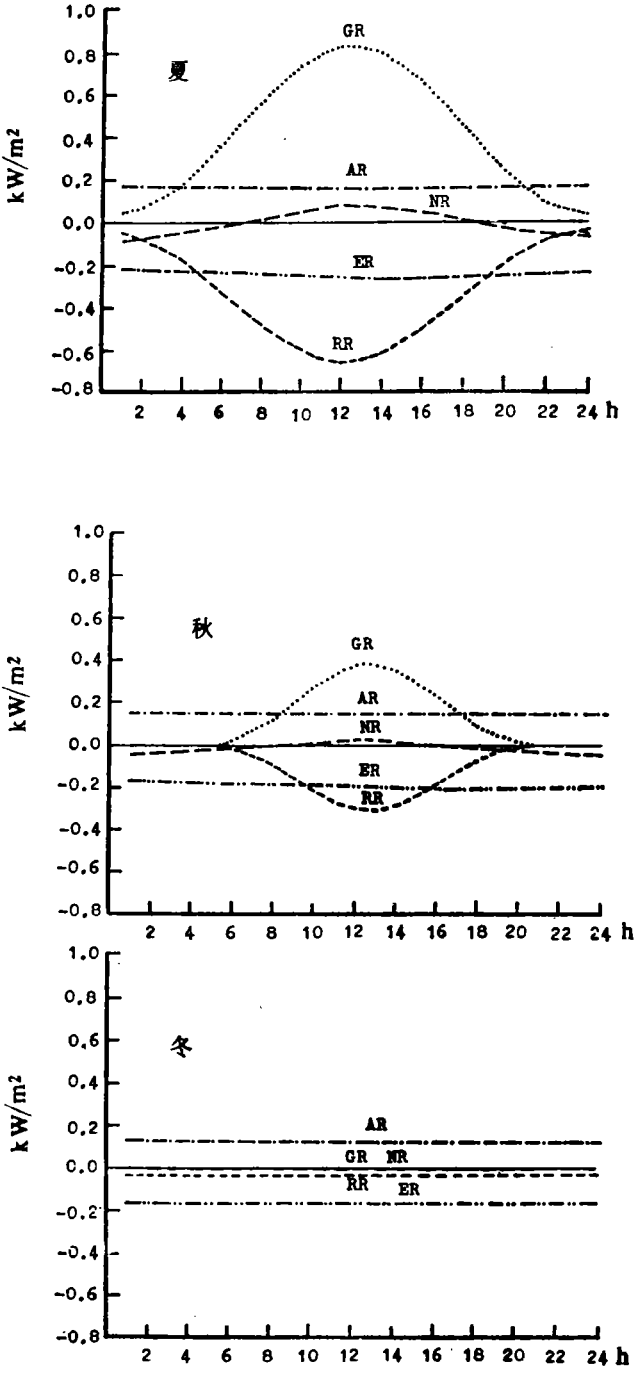


图1 瑞穗站春夏秋冬季辐射平衡分量日变化
(GR:总辐射,RR:反射辐射,NR:净辐射,
AR:大气逆辐射,ER:地球辐射)

· m^{-2}，而地球辐射为 −164.0——249.5 W · m^{-2}，全年地球辐射绝对值大于大气逆辐射，在南极近地面辐射平衡中，长波辐射是主要的辐射平衡分量。

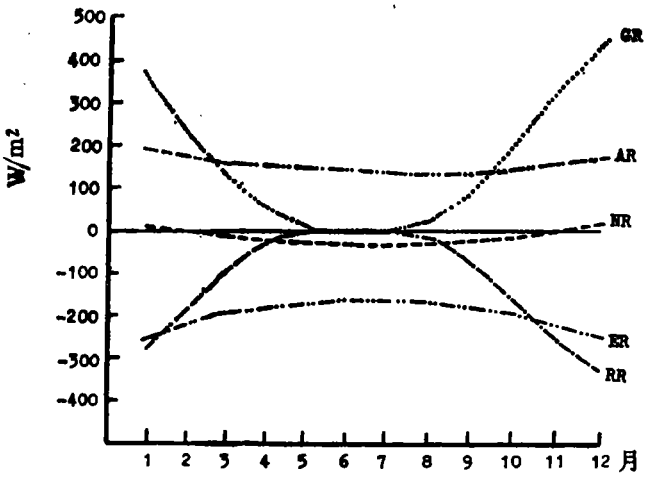


图 2　1979—1980 年南极瑞穗站辐射平衡分量年变化(说明同图 1)

3.2　湍流交换系数

湍流交换系数 K_m，K_h 是表征近地面层动量和热量湍流交换能力的重要参数。由图 3 可见(1)K_m 和 K_h 有明显的日变化规律，并且与大气稳定度有关，在地方时 12 时左右，理查孙数 Ri 为负值时，K_m，K_h 出现峰值；(2)瑞穗站夏季，$K_h/K_m < 1$，K_h/K_m 最大为 0.92，而最小为 0.67，全天 K_h/K_m 的平均值为 0.786。这就是说，在南极瑞穗站即是夏天，动量通量也大于热量通量，是以动量交换为主。

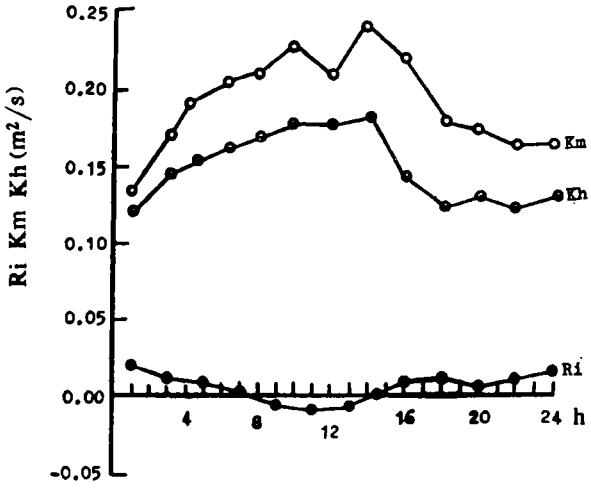


图 3　瑞穗站夏季理查孙数和湍流交换系数的日变化

3.3　动量、感热和潜热通量

图 4 为廓线梯度迭代法计算的瑞穗站动量通量的季节日变化。由图 4 可见，冬季(7 月)动量通量最大，其次是秋季(5 月)，春季(10 月)，夏季(12 月)最小，秋季和夏季在中午有峰值出现。动量通量的垂直输送与动量交换系数和风速梯度的变化一致。近地面强逆温会影响冰川与大气的动量、热量和水汽的交换。

图 5 为廓线梯度迭代法计算的瑞穗站感热通量的季节日变化。由图 5 可见，秋季和冬季感热输送日变化不明显，没有显著的规律。而春季和夏季日变化明显，夏季 9 时至 15 时感热通量为正值，11 时至 13 时出现正的峰值，凌晨时刻为负的最大值。春季与夏季感热通量的日变形式相似，只不过春季感热通量全天为负，中午前后负值最小。从图 5 还可看出，秋、冬和春季感热通量全天为负值，即感热通量是由大气向冰(雪)表面输送，最大输送量出现在 10 月。

计算中发现春、夏、秋和冬季感热通量与理查孙数明显相关，在夏季9时至15时，感热通量为正值时，理查孙数出现负值，即表明大气处于弱不稳定状态，感热通量由冰(雪)表面向大气输送。而其他季节全天大气总是处于稳定状态，即理查孙数 $Ri>0$。计算结果表明，南极瑞穗站地区秋、冬、春和夏季日平均感热通量分别为 $-46W\cdot m^{-2}$，$-42W\cdot m^{-2}$，$-162W\cdot m^{-2}$和$-13W\cdot m^{-2}$。综上所述可以说，南极瑞穗站地区一年四季都为一冷源(热汇)，每年从大气中吸收大量的热量，这一方面是通过湍流交换使对流层大气的热量和水汽传输到冰雪表面上，另一方面从中纬度暖气团的平流得到补偿，达到近地面层的热量平衡。同时也是驱动极地海洋性暖 气团和极地冷气团的环流而向南极大陆输送水汽，以维持南极大陆冰川收支平衡的重要能量。

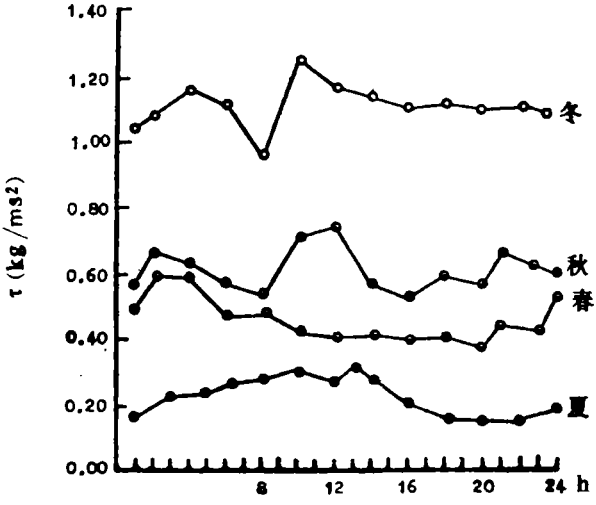


图4 瑞穗站动量通量的季节日变化

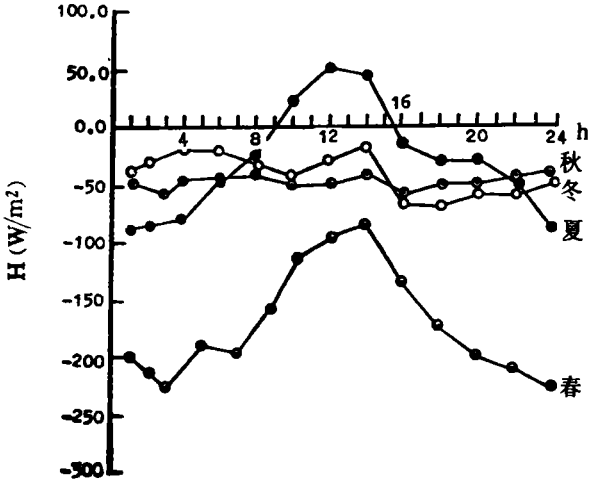


图5 瑞穗站感热通量的季节日变化

图6为由廓线梯度迭代法和能量平衡方程计算的瑞穗站潜热通量的季节日变化。由图6可见，瑞穗站潜热通量的季节日变化不明显，春季日平均潜热通量最大为 $146.9W\cdot m^{-2}$，而冬季最小为 $-9.1W\cdot m^{-2}$，秋夏季日平均值分别为 $26.9W\cdot m^{-2}$和$20.5W\cdot m^{-2}$

图7为瑞穗站夏季和春季感热、潜热、净辐射和土壤热通量的日变化。因秋冬季净辐射日变化甚微，而感热和潜热通量日变无规律，故文中未给出它们的日变化图。瑞穗站夏季日照时间长，近地面层风速梯度小，温度梯度大，净辐射通量日变化较强，净辐射通量是这个季节湍流能量交换的主要能量来源。而春季日照时间少，净辐射日变化弱，但近地层风速梯度大，仍有较强的湍流能量交换。由图7还可看到，春夏季土壤热通量在这些能量交换中所占比例很小，几乎可以忽略不计，而净辐射通量日变化明显与否直接影响着潜热通量和感热通量的日变化规律。

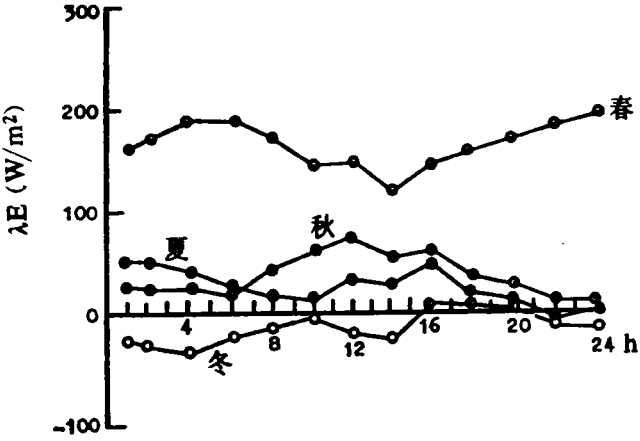


图 6　瑞穗站潜热通量的季节日变化

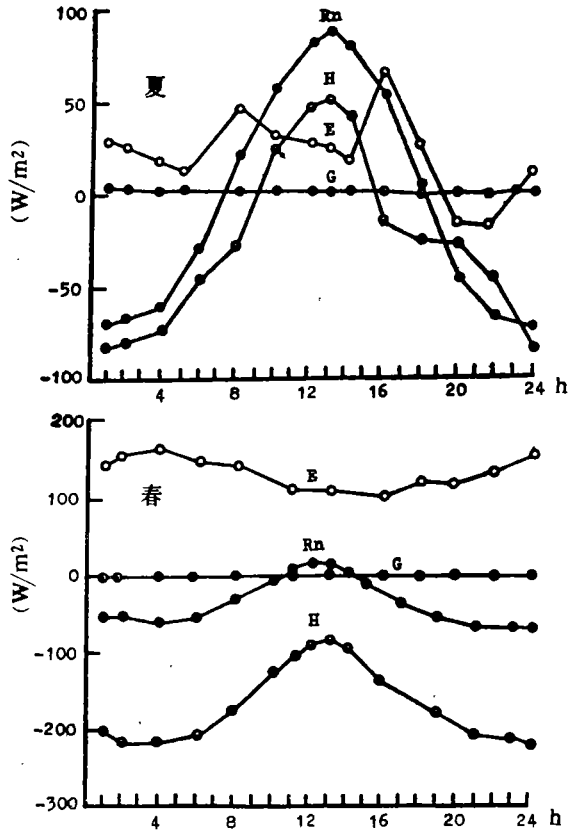


图 7　瑞穗站春夏季感热、潜热、净辐射和土壤热通量的日变化
(Rn 净辐射通量，G 土壤热通量，H 感热通量，E 潜热通量)

3.4　计算方法的比较

为了检验计算方法的准确性和适用性，图 8 给出了空气动力学方法和廓线梯度迭代法计算的瑞穗站夏季动量、感热和潜热通量的比较。由图 8 可见，在瑞穗站那样近地层风速和温度梯度大，逆温又是全球的极端情况下，使用空气动力学方法，经过检验确定适合的动量和热量稳定度函数 φ_m，φ_h，动量和感热通量的计算精度基本与廓线梯度迭代法一致。由图 8 还可看出，两种方法计算的动量通量感热通量和由能量平衡方程计算的潜热通量相关性较好。但也看到空气动力学法计算结果偏小，并且随着稳定度向不稳定和向稳定发展时，偏差增大。造成偏差的原因是空气动力学法单靠稳定度函数调正，不如廓线梯度迭代法经过多次迭代精度高。结果表明，由两种方法计算的感热通量再由能量平衡方程计算出潜热通量时的结果一致性甚好。

4　结　论

本文通过统计计算分析得出以下几点结论：

(1)瑞穗站各辐射平衡分量有明显的日、季年变化；全年地球辐射大于大气逆辐射，并且太阳照射到地表面的短波辐射绝大部分被反射到大气中，长波辐射是主要的辐射平衡分量；全年瑞穗站冰川-大气系统的辐射平衡是

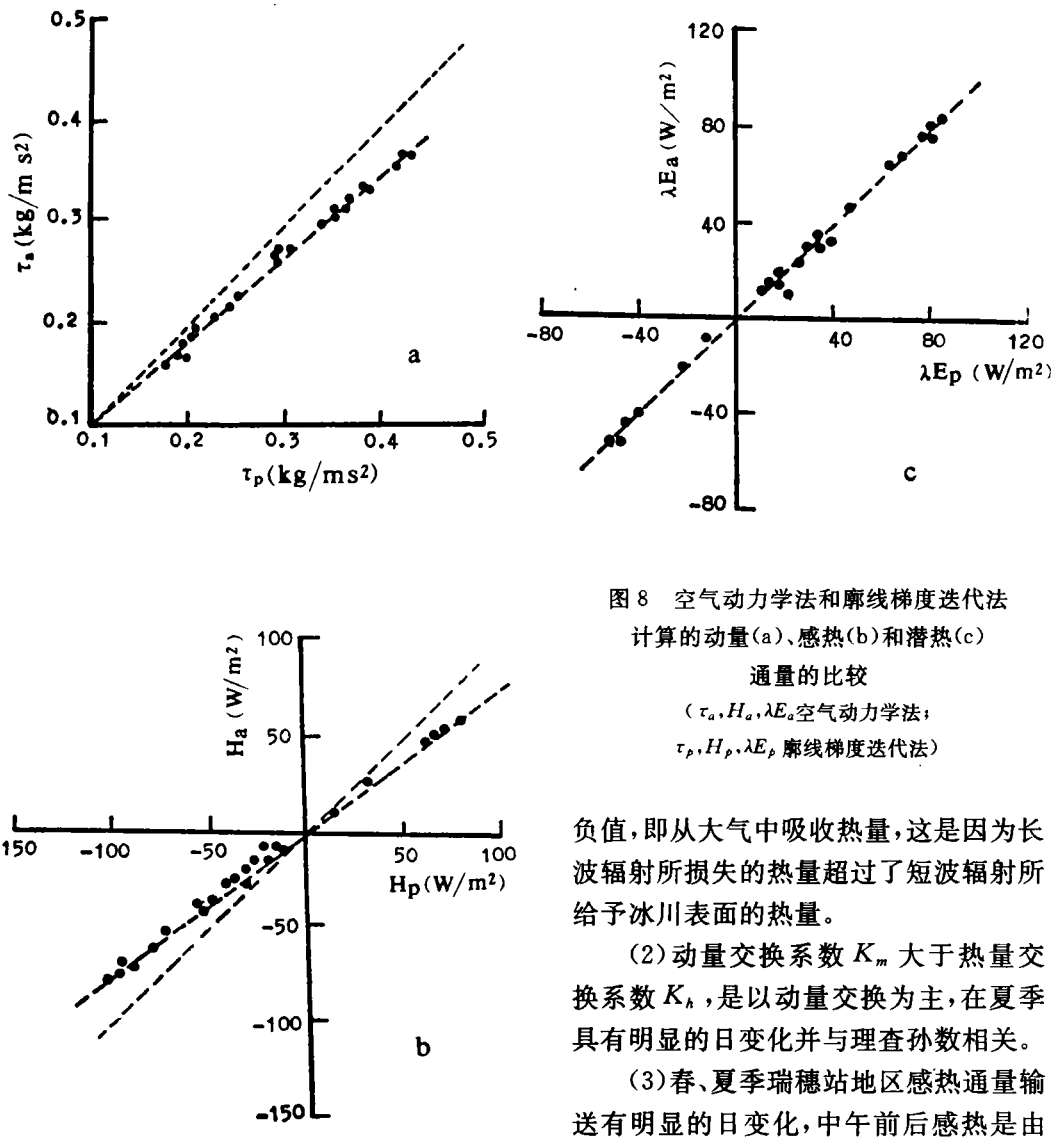


图8 空气动力学法和廓线梯度迭代法计算的动量(a)、感热(b)和潜热(c)通量的比较

(τ_a,H_a,λE_a空气动力学法;
τ_p,H_p,λE_p 廓线梯度迭代法)

负值,即从大气中吸收热量,这是因为长波辐射所损失的热量超过了短波辐射所给予冰川表面的热量。

(2)动量交换系数 K_m 大于热量交换系数 K_h,是以动量交换为主,在夏季具有明显的日变化并与理查孙数相关。

(3)春、夏季瑞穗站地区感热通量输送有明显的日变化,中午前后感热是由冰雪表面向大气输送,其它时间和季节感热通量是由大气向冰雪表面输送,因此,从大气中吸收大量的热量,使南极瑞穗站地区常年维持一巨大冷源(热汇)。

(4)空气动力学法计算的动量、感热通量值偏小,廓线梯度迭代法计算精度优于空气动力学法。两种方法计算的感热通量再由能量平衡方程计算出潜热通量的结果一致性较好。

参考文献

[1] Yamanouchi T, et al. Jare Data Reports, No. 61, NIPR, 1981.
[2] Wada M, et al. Jare Data Reports, No. 62, NIPR, 1981.
[3] Ishikawa N, et al. Jare Data Reports, No. 73, NIPR, 1982.
[4] Ohata T, et al. Jare Data Reports, No, 79, NIPR, 1983.
[5] Dyer A J. Review of flux-profile relationships. Boundary Layer Meteorology, 1974, 7: 363—372.
[6] Businger J A, et al. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J Atmos Sci, 1971, 28: 181—189.
[7] Bailey W G, Davies J A. The effect of uncertainty on aerodynamic resistance on evaporation model. Boundary Layer Meteorology, 1981, 20: 187—199.

RADIATION BALANCE AND TURBULENT FLUX CHARACTERISTICS OVER MIZUHO STATION IN ANTARCTIC

Liu Shuhua Yu Peng

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing* 100871)

Xiong Kang

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing* 100029)

Abstract

Using measurements in micrometeorology and radiation balance in the surface layer in Mizuho Station, the diurnal and annual variation characteristics of radiation balance in spring, summer, autumn and winter are analyzed, and the momentum flux and the sensible heat flux in different seasons are calculated by the aerodynamic method and the profile gradient alternate method. The diurnal variation characters of the latent heat flux from the equation for energy balance are also obtained. The results from the calculation are compared. Finally, the relationship between the turbulent heat and momentum exchange coefficient and the diurnal variation of the Richardson number is discussed.

Key words: Mizuho station; Radiation balance; Aerodynamic method; Profile gradient alternate method; Momentum flux; Sensible heat flux; Latent heat flux.