

我国地表面和大气间的湍流 热交换量的研究

陆渝蓉 高国栋

(南京大学气象系)

一、引言

由于地面增热不均,形成地表和大气间的热力差异,为了达到热量平衡,便导致湍流热交换的产生。湍流热交换量不仅是热量平衡中的重要分量之一,而且表示了大气层结的稳定性,大气中各物理量的输送和交换能力,从而反映了天气与气候的形成过程和变化特征。

与确定热量平衡的其他分量比较起来,湍流热交换量的确定是比较困难的,因为目前气象台站没有直接观测资料,主要要靠气候计算。

在决定地表面和大气间湍流热交换量的气候计算方法中,常用的有梯度法和热量平衡法,梯度法的计算以下列公式为基础,即:

$$P = -C_p \rho \kappa \frac{\partial T}{\partial z}$$

式中 ρ 为空气密度; C_p 为空气定压比热; κ 为湍流交换系数; $\frac{\partial T}{\partial z}$ 为温度垂直梯度。该式对 z 积分,将 $z=0$ 处的温度称活动面温度 T_w 和 z 高度处的空气温度 T 代入,即得计算公式为

$$P = \rho C_p D (T_w - T)$$

其中 $D = 1 / \int_0^z \frac{dz}{\kappa}$ 是下垫面与大气间湍流输送条件的积分特征量,称外扩散系数。

热量平衡法是从热量平衡方程出发所推求而得的

$$P = \frac{R - Q_A}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q}{\partial z} / \frac{\partial T}{\partial z}}$$

式中 R 为辐射平衡值; Q_A 为土壤热交换量; L 为蒸发潜热; $\frac{\partial q}{\partial z}$, $\frac{\partial T}{\partial z}$ 为比湿和温度随高度的变化。

以上两种计算都必须有梯度观测资料,在我国,比较系统和长期的梯度观测资料极

少,因此迄今为止,地表面和大气间湍流热交换量的计算还只有个别地区和个别时段的估算。我们从1964年以来,从事对我国辐射平衡与热量平衡的研究,取用了全国76个日射站1964年前的日射观测资料*,28个站1959—1961年的探空资料以及300多个站的气候资料,比较系统地计算了我国全年和各月的辐射平衡各分量和热量平衡中的蒸发耗热量和土壤热交换量。因此就有可能利用这些计算结果来计算我国全年和各月的地表面和大气间的湍流热交换量了。

二、计算方法

地表面辐射平衡即地面收入的总辐射量与支出的辐射量的差额。辐射平衡方程为:

$$R = (S + q)(1 - \alpha) - E = Q(1 - \alpha) - E \quad (1)$$

式中 R 为辐射平衡量; S 为直达辐射量; q 为散射辐射量; Q 为总辐射量; α 为地面反射率; E 为有效辐射量。

地表面热量平衡即地面辐射差额与其转化为其他能量消耗或补偿之间的平衡。热量平衡方程为:

$$R = Q_A + LB + P \quad (2)$$

式中 Q_A 为地表面与土壤间的热交换量; LB 为蒸发耗热量 (L 为蒸发潜热, B 为蒸发量); P 即是地表面与大气间的湍流热交换量。将 (1) 式代入 (2) 式, 则得:

$$P = Q(1 - \alpha) - E - Q_A - LB \quad (3)$$

现将 (3) 式中辐射平衡、热量平衡有关分量的计算分述如下:

1) 到达地面的总辐射量(或直达辐射量和散射辐射量)除决定于天文辐射量外,还与大气透明程度及天气晴朗程度有关。我们是采用下列形式计算的^[1,2],

$$Q = Q_0 f(a, b) \varphi(s, n)$$

Q_0 是天文辐射量; a, b 是表示大气透明状况的系数; s, n 是日照和云量。

我们曾对直达辐射量、散射辐射量和总辐射量的计算结果与实测值进行比较,一般误差在 10% 以下,对气候计算来说,计算精度还是较理想的。

2) 地面反射率是根据实测资料平均得出的^[2]。

3) 有效辐射量是根据下式计算的^[1]:

$$E = E_0(1 - C_n) + \Delta E$$

晴天辐射 E_0 是用 M. E. 别尔良德的辐射传输理论公式计算,理论计算公式很繁杂,我们根据公式设计了一套列线图,可直接由图查算; C 为云量减弱系数, ΔE 为订正值。

我们也将有效辐射的计算结果与用 Elsasser 图介法、Техтер 图介法及 Берлянд 简化公式的计算结果进行比较,与 Elsasser 和 Техтер 图介法的计算值较接近,故精度也是较好的。

4) 土壤热交换量的计算是使用土壤柱中热含量的变化公式^[14],即:

$$Q_A = \omega \int_0^{z_H} [T(z, t_2) - T(z, t_1)] dz$$

* 参考日射资料年代至 1974 年。

式中 ω 为土壤容积热容量; z_H 为温度变化波及深度; $T(z, t_1)$ 和 $T(z, t_2)$ 代表某时段起始时间 t_1 和终止时间 t_2 时任意深度 z 处的土壤温度。

上述公式在通常情况下是准确的, 当有局地气候异常(如土壤冻结, 局地降水等土壤水分有量变或相变时), 会引起误差。为解决这一误差问题, 我们从土壤中热量转换和温度变化有密切关系这一物理概念出发, 用我国已有的五个热量平衡观测站实测的 ω 值*及 0—3.2 米深的土壤温度代入上式图积分求出 Q_A 值, 再用最小二乘法推求 Q_A 与空气温度变化值 ΔT 或土壤温度变化值 ΔT_s 之间的相关线^[10], 于是各地的土壤热交换量就可根据该地的气温或土温变化从相关线上推算出来。由于相关线是实测值用最小二乘法配出的, 因此所得结果就已把气候异常产生的误差订正在内了。

5) 蒸发量是采用 H. A. 巴哥罗夫方法计算的^[8,9], 即蒸发量 B 与饱和差 $\left(1 - \frac{B}{B_0}\right)$ 、湿度量度 W 及反映自然景观特征的参量 n 有关。

$$\Delta B = \left[1 - \left(\frac{B}{B_0}\right)^n\right] \Delta W$$

或

$$B = B_0 \Phi\left(\frac{W}{B_0}, n\right)$$

式中 B_0 为蒸发力, 是根据 M. И. 布德科公式计算的^[13], 其计算公式为:

$$\begin{cases} B_0 = 1.67(e_s - e) \\ R - Q_A - d = (e_s - e_s') + 0.8(T_s - T) \end{cases}$$

其中 e_s 为下垫面温度 T_s 条件下的饱和水汽压; e 为空气水汽压; e_s' 为气温 T 条件下的饱和水汽压; d 是空气饱和差。

湿度量度与降水量 r 有关, 确定步骤为:

$$W_1 = r_1 + < 0^\circ\text{C 的月份的降水总量}$$

$$W_2 = r_2 + \alpha_2 W_1$$

$$\dots\dots\dots$$

$$\dots\dots\dots$$

$$W_K = r_K + \alpha_K W_{K-1}$$

下标 K 是所在月的标量, $K = 1, 2, 3 \dots 12$, α_K 是系数,

$$\alpha_K = \frac{0.5}{\sqrt{\frac{B_{0,K-1}}{r_{K-1}}} + \sqrt{\frac{r_K}{B_{0,K}}}}$$

自然景观特征数可根据年蒸发力及水文资料获得, 可作成 $\frac{B}{B_0}$, $\frac{\omega}{B_0}$ 和 n 的列线图求取。

以上蒸发量的计算结果与“水文图集”^[7]中的实测值对比, 数值十分接近, 说明精度良好。

有了辐射平衡和热量平衡中有关分量, 代入 (3) 即可计算出我国全年各月的湍流热交换量。

* 另外参考站三个。

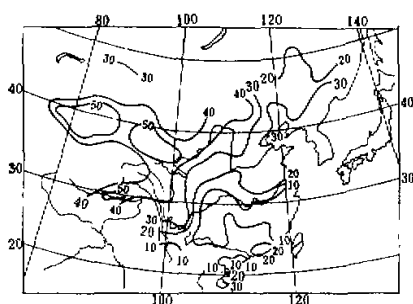


图1 我国全年湍流热交换量分布图(千卡/厘米²·年)(根据实测蒸发量求出)

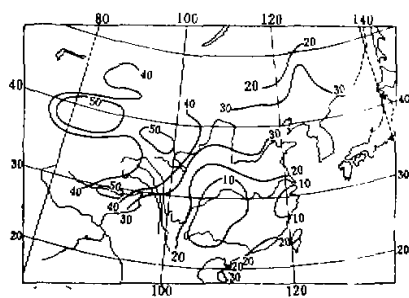


图2 我国全年湍流热交换量分布图(千卡/厘米²·年)(根据我们计算方法求出)

除对每个分量的计算都与实测值或公认较好的公式比较^[4-6,10-12],经过精度检验证明我们的计算结果是误差较小,精度可靠外,我们还用“水文图集”中实测的年蒸发量代入求出 P 值^[14], (图1)和我们计算的 P 值(图2)比较,可以看出在分布趋势和数值上都非常接近,这也进一步证明我们的计算结果与实际是相符的。

三、我国湍流热交换量的时空分布

1. 我国湍流热交换量的年分布

由图2可见,我国湍流热交换年总量的分布特征是:从东南沿海到西北内陆数值增加,最小值在长江流域,全年湍流热交换量为10千卡/厘米²·年,最大值在新疆的塔里木盆地,全年总量为50千卡/厘米²·年,全国地区分布相差五倍左右。

和我国热量特征及干湿程度相一致,湍流热交换量的分布在我国东部、中部、西部各有规律:我国东部湍流热交换量的等值线基本上是纬向分布的,闽、粤沿海及海南岛的湍流热交换量大于20千卡/厘米²·年;长江流域大片地区为10千卡/厘米²·年左右,黄河流域及华北地区在20—30千卡/厘米²·年,东北和内蒙为30千卡/厘米²·年,再向北去到东北边界又减至20千卡/厘米²·年左右。在110°E—100°E之间,湍流热交换量的等值线基本上转为经向分布,从南到北贯穿着30千卡/厘米²·年和40千卡/厘米²·年两条等值线。我国西部地区则是围绕着高原和盆地形成闭合等值线,在地形较低的地方,如塔里木盆地,柴达木盆地和雅鲁藏布江流域,是湍流热交换最大值区,在50千卡/厘米²·年以上,西藏高原准噶尔盆地和新疆北部一带,也在40千卡/厘米²·年左右。

2. 各月湍流热交换量的分布

我国湍流热交换量冬季最小,在12月份,北部沈阳、赤峰、二连浩特、河套、嘉峪关至天山南麓一线以北地区都小于零,西藏高原也在零值以下,表示这些地区要从大气取得热量。新疆塔里木盆地和柴达木盆地和南方的云南、广西、福建一带都是高值区,在2千卡/厘米²·月左右,长江以南地区数值较低,全月不到1千卡/厘米²·月,其他区域在1—2千卡/厘米²·月之间。1月份湍流热交换量的分布形式与12月份基本一致。2月份零值线

向北推移,除新疆北部还在零下外,其他地区都在零值以上,新疆南部地区较高,湍流热交换量为 $2 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,华东、华南地区湍流热交换数值仍然很低,只有 $1-2 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,这是因为这里比较湿润,蒸发耗热较大的缘故。

我国春季月份湍流热交换量比冬季大,地理特征的影响也更明显。3月份我国北方温度逐渐升高,气候又较干燥,湍流热交换值升高极快。西北地区围绕着塔里木盆地和柴达木盆地形成高值中心,东北平原也是高值区,数值为 $3-5 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$;西藏高原因为地势高,气候寒冷,是一个小于 $1 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 的闭合中心;东南沿海一带,冬春华南静止锋进退,降水丰富,土壤湿润,蒸发耗热比其他地区大,用于湍流交换的热量相应减小,故出现以江南平原地区为中心的低值区,湍流热交换量小于 $1 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 。

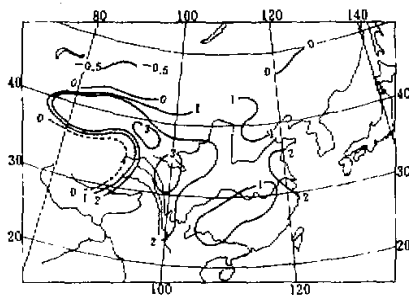


图3 我国1月份湍流热交换量分布图
(千卡/厘米²·月)

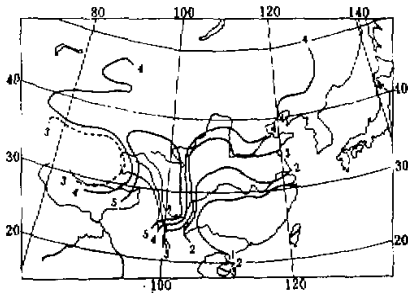


图4 我国4月份湍流热交换量分布图
(千卡/厘米²·月)

4、5月份湍流热交换量的分布大体相近,东部除海南岛在 $3 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 外,湍流热交换量低纬向高纬增加,华南只 $1 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,华东在 $2-3 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,华北和东北为 $4 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 。中部青海和云贵川是高值区,可达 $5 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 左右,西面仍分南北两部份,北部新疆盆地是高值中心,数值在 $5 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 以上,西藏高原为低值中心,数值在 $4 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 左右。

6月份是全年湍流热交换量最大的月份,新疆塔里木和准噶尔盆地可至 $6 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 以上,东北和内蒙地区也到达 $4, 5 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,东南沿海和江南平原仍是低值区,只有 $1, 2 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,西藏高原也仍在 $5 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 上下;至7、8月份,东北和蒙古地区由于雨季影响,湍流热交换数值明显减小,只有 $2, 3 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$;新疆地区仍在 $5 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 以上,是稳定高值区;横断山脉东南云贵地区由于西南季风影响,为 $1-2 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 。

秋季9、10、11三个月是夏季到冬季过渡季节,我国北方各地湍流热交换量逐月下降很快,东北地区由 $2-3 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 下降到 $1-2 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,新疆盆地高值中心也只 $3-4 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$,东南沿海地区和西藏高原都只有 $1, 2 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{月}$ 左右。11月份新疆北部开始出现负区了。

3. 我国湍流热交换的年变化

我国湍流热交换量只有当冬季月份在西藏高原内和新疆北部和东北地区在零值以

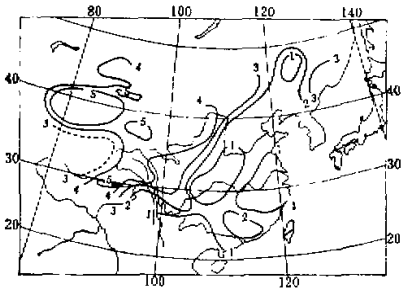


图5 我国7月份湍流热交换量分布图
(千卡/厘米²·月)

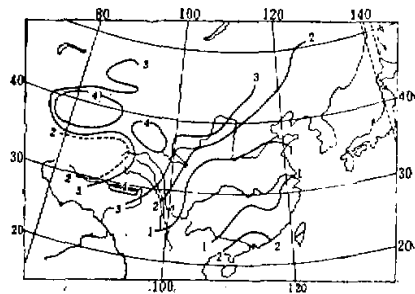


图6 我国10月份湍流热交换量分布图
(千卡/厘米²·月)

下,表示地面需从大气取得热量;其他季节全国湍流热交换量都是正值,表示地面向大气放出热量。

湍流热交换量全年变化最明显,年变幅最大的地区在新疆北部,我国北方和西藏高原,这些地区冬季在零值以下,夏季可高达4—6千卡/厘米²·月,年变幅可达6千卡/厘米²左右。新疆塔里木地区,全年各月湍流热交换量都是最高值,但全年变化比较稳定,月际变化小,冬季为2千卡/厘米²·月,夏季为5千卡/厘米²·月,年变幅只有3千卡/厘米²上下。在我国东南沿海和江南平原一带地区,由于降水充沛,气候湿润,蒸发耗热大,除冬季月份外,其他月份都是低值区,冬季湍流热交换量为1千卡/厘米²·月,夏季为2千卡/厘米²·月,月际变化也很小,全年变幅只有1—2千卡/厘米²·月之间。云贵高原和横断山脉地区,地形复杂,又受西南季风的影响,湍流热交换自东向西梯度比其他地区要大,最高值不在夏季而在春末,达5千卡/厘米²·月,最低值不在冬季而在雨季,其值仅1—2千卡/厘米²·月,全年变幅可至3—4千卡/厘米²·月。

西藏地区地形对湍流热交换量的影响十分明显,全年各月都围绕高原形成闭合中心,高度越高,湍流热交换量越低,冬季高原中心在零值以下,夏季高原中心也只3—4千卡/厘米²·月,年变幅在4千卡/厘米²·月左右。

参 考 文 献

- [1] 陆渝蓉、高国栋等,我国辐射平衡各分量计算方法及时空分布的研究(1) 南京大学学报,1976年第二期。
- [2] 高国栋、陆渝蓉等,我国辐射平衡各分量计算方法及时空分布的研究(2) 南京大学学报,1978年第二期。
- [3] 高国栋、陆渝蓉、康建业、郭学英、张绍荣、姚家贵等,青藏高原的辐射平衡、热量平衡及冷热源问题的研究,青藏高原气象论文集(1975—1976), p. 47—52。
- [4] M. И. 布德科,地表面热量平衡,科学出版社,1960年(中译本)。
- [5] Penman H. L., Evaporation over the British isles, Q. J. R. M. S. Vol. 76, (10) No. 330 1950。
- [6] 朱岗真等,气象记录在经济建设中的应用(II),中国各地蒸发量的初步研究,气象学报,26卷1—2期1955。
- [7] 中国科学院水利水电科学研究院水文研究所,全国水文图集,1963。
- [8] Багров Н. А., О среднем многолетнем испарении с поверхности суши, Метеор. и Гидр., No. 10, 1953。
- [9] Багров Н. А., О расчете испарения с поверхности суши, Метеор. и Гидр., No. 2, 1954a。
- [10] 刘振兴,论陆面蒸发量的计算,气象学报 27(4)1956。
- [11] 左大康、徐兆生、王继琴,华北平原地区土壤中热量交换,地理学报,28(1), 1962。
- [12] 章名立,盛夏我国东部地区热量平衡的个例计算,气象学报,34(1)1964。
- [13] 高国栋、陆渝蓉、李怀瑾,我国最大可能蒸发量的计算和分布,地理学报,33(2), 1978。
- [14] 高国栋、陆渝蓉等,东亚地区的地表面辐射平衡、热量平衡及冷热源问题的研究,大气科学,3(1)1979。

A STUDY ON THE TURBULENT HEAT EXCHANGE BETWEEN THE UNDERLYING SURFACE AND THE ATMOSPHERE

Lu Yu-yong Gao Guo-dong

(*Department of Meteorology, Nanjing University*)

Abstract

This paper is a part of the work "A study on Balance of the Radiation, Heat, and water in China". The following problems are discussed:

- 1) Methods for calculating the components of radiation and heat balance.
- 2) Results of the calculation of the values of turbulent heat exchange for more than 300 stations in China by solving the equations of radiation and heat balance based on the component values of radiation and heat balance given by the authors and other related climatological data.
- 3) The configuration of the temporal and spatial distributions of the amount of turbulent heat exchange in China.